

Drenaż subglacjalny lądolodu skandynawskiego (Polska NW) w świetle modelowania numerycznego

Subglacial drainage of the Scandinavian Ice Sheet (NW Poland) from numerical modelling

Agnieszka M. Piechota¹, Jan A. Piotrowski²

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

²University of Aarhus, Department of Earth Sciences, C.F. Møllers Allé 4, DK-8000 Aarhus, Denmark; University of Sheffield, Department of Geography, Sheffield S10 2TN, UK

Zarys treści: W niniejszym artykule autorzy przedstawiają wyniki badań nad drenażem subglacjalnym lądolodu skandynawskiego podczas maksymalnego postępu w fazie poznańskiej i pomorskiej vistulianu w Polsce NW. Podczas numerycznych symulacji dwuwymiarowych i trójwymiarowych przepływu wód podziemnych pod lądolodem stwierdzono, że tworzyły się znaczne nadwyżki wód subglacjalnych na kontakcie lód–podłoże. Zaledwie od około 15–25% wód subglacjalnych było w stanie wpłynąć pod stopę lądolodu jako wody podziemne. W symulacjach dla warunków ustalonych wody te wpływały na głębokość około 220 m, często nie przekraczając jednak wartości 100 m, osiągając średnie prędkości około 110 m/rok.

Słowa kluczowe: drenaż subglacjalny, vistulian, modelowanie numeryczne

Abstract: Here we present the results of research on subglacial drainage of Scandinavian Ice Sheet during Poznan and Pomoranian phases of Weichelian glaciation in NW Poland. On the basis of two- and three-dimensional numerical simulation of groundwater flow under the ice sheet it is suggested that a surplus of subglacial water at the ice-bed interface occurred. Only about 15–25% of subglacial water had been able to drain through the bed as groundwater. In steady-state simulations, this water penetrated the bed to the depth of approximately 220 m but often not exceeding the value of 100 m, and reached an average flow velocity of approximately 110 m/year.

Key words: subglacial drainage, Weichelian glaciation, numerical modelling

Wprowadzenie

Przedmiotem zainteresowania niniejszej pracy jest drenaż subglacjalny lądolodu skandynawskiego na obszarze Polski północno-zachodniej podczas ostatniego zlodowacenia w vistulianie. Najnowsze badania drenażu podlodowcowego obszarów współcześnie zlodowaconych pozwalają na coraz lepsze interpretowanie zjawisk zachodzących w vistulianie. Skutki tych procesów można obserwować w postaci specyficznych form rzeźby terenu oraz osadów w krajobrazie polodowcowym.

W podłożu lodowców i lądolodów można spodziewać się obecności wody, o ile nie są „zimne” – przemarznęte do podłoża (Paterson 1994, Boulton i in. 1995, Ehlers 1996, Jania 1997, Siegert 2001, Menzies 2002, Piotrowski 1997b, 2006). Woda ta może przedostawać się ku strefie marginalnej na kilka sposobów:

- jako cienka warstwa wody (film wodny) na kontakcie lód–powierzchnia,
- migrując przez połączone odspojenia,
- jako przepływ tunelowy,
- oraz jako przepływ wód podziemnych przez przepuszczalne osady subglacjalne.

Pokrywowy przepływ wód subglacjalnych, w postaci cienkiej warstwy wody (ok. 1 mm grubości), uważany jest za zjawisko istotne dla dynamiki ruchu lądolodu i jego stabilności (np. Weertman 1972).

Połączone odspojenia są mało aktywne hydraulicznie. Jednakże ich występowanie, w postaci specyficznych rozszerzeń i zwężeń, często odgrywa zasadniczą rolę podczas zjawiska szarży lodowcowej (m.in. Kamb 1987).

Trzecim z wymienionych sposobów drenażu jest wypływ wód na przedpolu lądolodu poprzez kanały subglacjalne typu R – powstałe w dennej partii lodowca (Röthlisberger 1972) i typu N – wyżłobione w podłożu (Nye 1973). Przepływy tymi drogami miały prawdopodobnie największy udział w drenażu wód podlodowcowych w czasie ostatniego zlodowacenia vistulianu. Powstające nadwyżki wód na kontakcie lód–podłoże w większości przedostawały się do strefy marginalnej czoła lądolodu, wykorzystując system kanałowy.

Kolejny typ drenażu to przepływ wód podlodowcowych przez wodoprzepuszczalne osady zalegające pod lądolodem. Jest to główny obszar badań niniejszego artykułu. Ruch cząstek wody w podłożu geologicznym jest zjawiskiem ściśle zależnym od parametrów hydrogeologicznych skał budujących podłoże.

Przepływ wód podlodowcowych i ich mechanizm w obrębie obszarów współcześnie zlodowaconych opisywali m.in.: Clarke i in. (1984), Clarke (1987), Björnsson (1988), Paterson (1994), Haldorsen i in. (1996), ze szczególnym uwzględnieniem wieloletniej zmarzliny, Flowers i Clarke (1999, 2002a, b), Hagen i in. (2000), Flowers i in. (2003), Pälli i in. (2003), Jania i in. (2004, 2005).

Paleoglacjologiczne zagadnienie szeroko pojętego drenażu subglacjalnego i jego związek z wodoprzepuszczalnością skał podłoża dyskutowali m.in.: Freeze i Cherry (1979), Blankenship i in. (1986), Engelhardt i in. (1990), Murray i Dowdeswell (1992), Boulton i Dobbie (1993), Piotrowski (1994, 1997a), Boulton i Caban (1995), Boulton i in. (1996, 2009), Hubbard i Maltman (2000), Arnold i Sharp (2002), Flowers i Clarke (2002a), Lulek i Piotrowski (2003), Piotrowski i in. (2009).

Występowanie wieloletniej zmarzliny wpływa na system drenażu subglacjalnego. Szczególną uwagę na obecność permafrostu pod lądolodem zwrócili m.in. Williams i Smith (1991), Piotrowski (1997b, 2006) oraz Cutler i in. (2000).

Studia literaturowe dotyczące numerycznego modelowania drenażu subglacjalnego skłoniły autorów do podjęcia podobnych badań na obszarze Polski NW, gdyż do tej pory nie robiono tego na tym rozległym obszarze. W ostatnich latach coraz szerzej podejmowana jest próba numerycznego modelowania przepływu wód podlodowcowych (Brown i in. 1987, Boulton i in. 1993, 1995, van Weert i in. 1997, Piotrowski 1997b, 1999, Clark i in. 2000, Fleming, Clark

2000, Breemer i in. 2002, Flowers, Clark 2002a, 2002b, Flowers i in. 2003, Lulek, Piotrowski 2003, Piotrowski i in. 2004, 2009, Hermanowski i in. 2006, Hermanowski, Piotrowski 2009). Modelowania przeprowadzone przez wymienionych autorów odnoszą się do różnych regionów Europy (północne Niemcy, Holandia, północna Polska, północna Europa, Islandia) oraz Kanady i Stanów Zjednoczonych. Wykonane zostały za pomocą różnego oprogramowania komputerowego.

Celem badań w niniejszej pracy była próba odtworzenia czynników, które wpłynęły na przestrzenny rozkład drenażu subglacjalnego w Polsce NW podczas fazy poznańskiej i pomorskiej zlodowacenia w vistulianie. Służy temu z jednej strony analiza rozkładu przestrzennego rynien subglacjalnych metodami geostatystycznymi, a z drugiej strony numeryczne modelowanie przepływu wód podlodowcowych, na podstawie prawidłowości hydrogeologicznych i glaciologicznych. Zestawienie wyników tych analiz pozwoliło na poszukiwanie przesłanek odnośnie do funkcjonowania drenażu podlodowcowego i skutków morfologicznych we wspomnianych fazach zlodowacenia vistulianu.

Merytorycznym zakresem pracy było odtworzenie relacji zachodzących pomiędzy wodami subglacjalnymi a podłożem geologicznym zalegającym pod lądolodem. Analizowano następujące cechy przepływu wód: kierunek, głębokość penetracji, czas przepływu oraz jego prędkość i wielkość. Umożliwiło to podjęcie próby wskazania predysponowanych miejsc występowania rynien subglacjalnych.

Badając problem drenażu subglacjalnego ostatniego zlodowacenia w vistulianie, skupiono się szczególnie na tych elementach, które bezpośrednio dotyczyły numerycznego modelowania, ponieważ ono było głównym narzędziem wykorzystanym w pracy. Tak więc skoncentrowano się na analizie materiałów dotyczących:

- budowy geologicznej podłoża, na którym spoczywał lądolód skandynawski w okresie fazy pomorskiej i poznańskiej vistulianu,
- parametrów hydrogeologicznych wykorzystanych podczas wykonywania numerycznych modeli (współczynniki filtracji, współczynniki porowatości efektywnej, przewodność warstw geologicznych, miąższość lądolodu, ciśnienie piezometryczne),
- zasięgu zalegania mas lodu.

Autorzy nie zajmowali się badaniami terenowymi nad formami rynnowymi rozległego obszaru, a korzystali z dostępnych zestawień – przestrzennych opracowań syntetycznych, takich jak np. Przegładowa Mapa Geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000. Nie zajmowano się także badaniami geologicznymi i studiami nad własnościami hydrogeologicznymi formacji osadów budujących podłoże lądolodu w Polsce NW, a korzystano z opublikowa-

nych przekrojów syntetycznych oraz z archiwów wierceń.

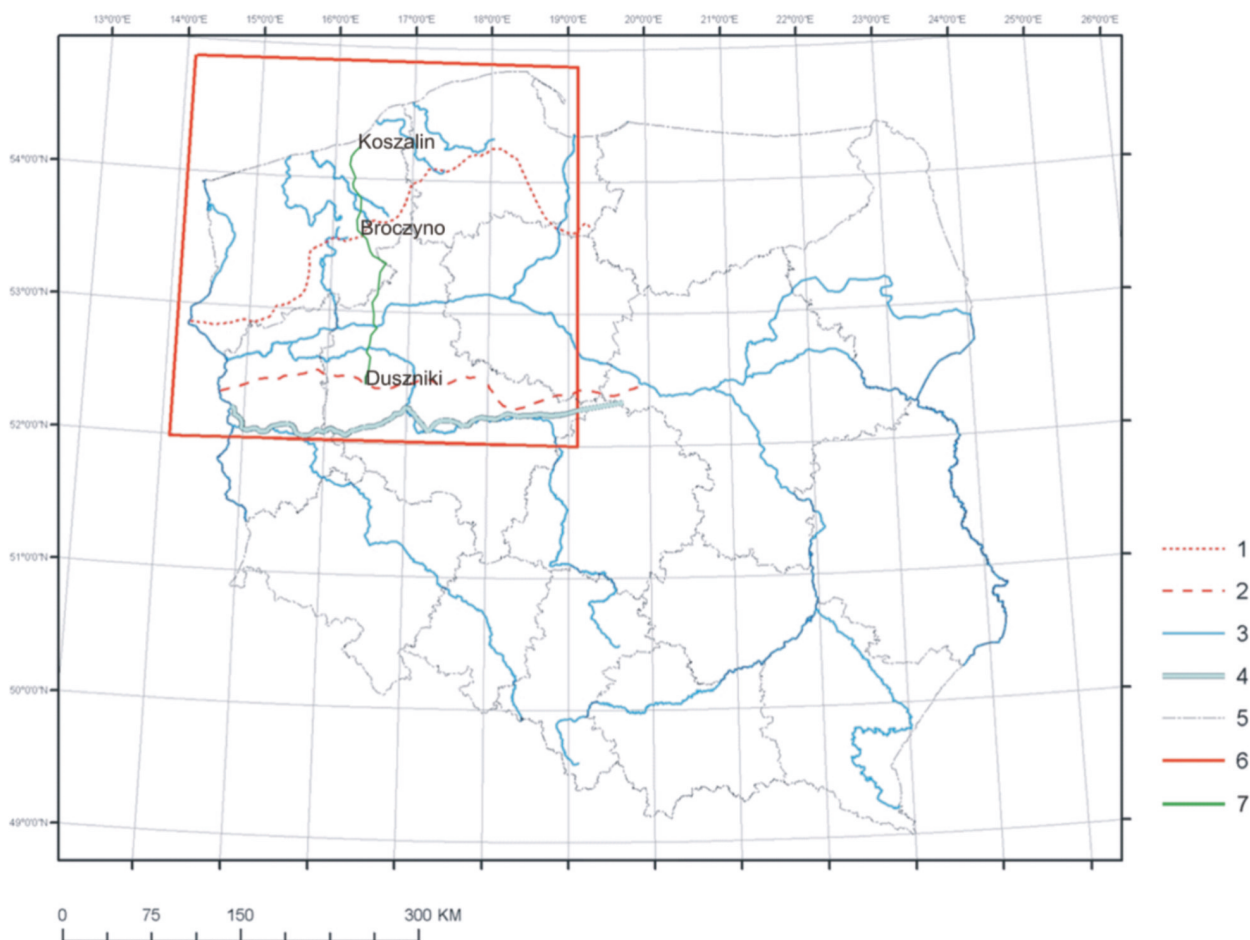
Należy także podkreślić, że metodyka i zakres pracy nie obejmowały rachunku całości wód roztopowych powstałych podczas ablacji powierzchniowej, a które mogły penetrować z powierzchni lądolodu do jego podłoża. Zamiarem badawczym autorów było stwierdzenie, czy ilość wód pochodzących tylko z topnienia bazalnego, przyjętego jako 36 mm/rok (Piotrowski 1997b, Paterson 1994), była wystarczająca do utworzenia rynien subglacjalnych na Pomorzu.

Obszar badań

Przestrzennie praca obejmuje obszar o powierzchni około 66,5 tys. km², zajmujący Polskę północno-zachodnią od wybrzeża Morza Bałtyckiego na północy, po Pradolinę Warszawsko-Berlińską na południu oraz od doliny Odry na zachodzie po dolinę Wisły na wschodzie (ryc. 1). Taki też zasięg wy-

korzystano podczas numerycznych symulacji 3D. Przekrój geologiczny, na podstawie którego dokonano symulacji 2D warunków drenażu subglacjalnego najmłodszego nasunięcia lądolodu skandynawskiego w fazie poznańskiej, ma długość 215,3 km. Ciągnie się on równoległe do prawdopodobnego kierunku ruchu lodu podczas zlodowacenia vistulianu, od Koszalina na północy po Duszniki na południu (położone na zachód od Poznania). Linia przekroju dla fazy pomorskiej vistulianu ma długość 82,3 km i sięga od Koszalina po Broczyno (ryc. 1).

Pod względem zakresu czasowego badaniami objęto obszar dwóch faz postoju lądolodu skandynawskiego podczas ostatniego zlodowacenia w vistulianie (fazy poznańskiej i pomorskiej). Modelowano przepływ ustalony, co oznacza analizę przepływu wód subglacjalnych w jednym przyjętym przekroju czasowym dla lądolodu skandynawskiego. Takimi okresami zarówno w fazie poznańskiej, jak i pomorskiej były maksymalne zasięgi postoju, których wiek przyjęto za Kozarskim (1995).



Ryc. 1. Schematyczny zasięg obszaru badań

1 – zasięg fazy pomorskiej, 2 – zasięg fazy poznańskiej, 3 – rzeki, 4 – Pradolina Warszawsko-Berlińska, 5 – granice państwa i województw, 6 – zasięg obszaru badań oraz obszaru modelowania 3D, 7 – lokalizacja przekroju Koszalin–Duszniki – obszar modelowania 2D

Fig. 1. Schematic map of research area

1 – range of Pomeranian phase, 2 – range of Poznań phase, 3 – rivers, 4 – Warsaw-Berlin ice-marginal spillway, 5 – state borders and provinces, 6 – area of 3D steady-state model, 7 – 2D steady-state model transect (Koszalin–Duszniki)

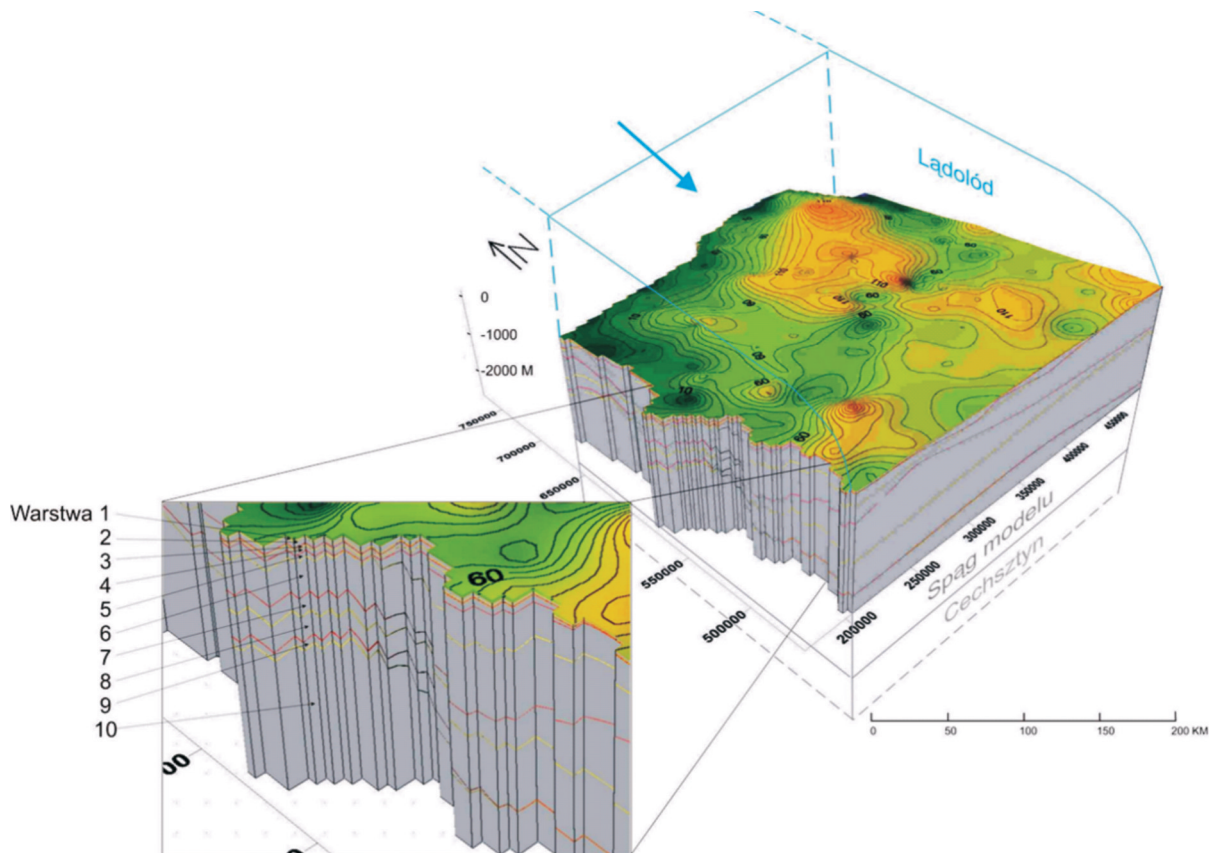
Metodyka badań

Podstawą opracowania zjawisk przestrzennego rozmieszczenia form obszaru młodoglacjalnego była baza danych GIS stworzona w programie ArcGIS (ver. 9.2). Zawiera ona zarówno warstwy wektorowe, jak i rastrowe, skalibrowane w układzie współrzędnych PUWG-92. Podczas analiz geostatystycznych, dotyczących przestrzennego rozmieszczenia rynien subglacjalnych, jako źródło danych przyjęto Przegładową Mapę Geomorfologiczną Polski 1:500 000 arkusz Poznań (Rosa i in. 1980) i Gdańsk (Domosławska-Baraniecka i in. 1980) pod redakcją naukową Gilewskiej, Klimek i Starkla.

Studia nad drenażem subglacjalnym ostatniego zlodowacenia w vistulianie możliwe były dzięki stworzonym modelom 2D i 3D wykonanym w Processing Modflow PMWIN i PMPATH (ver. 5.0) metodą różnic skończonych (Szmelter 1980, Wang, Anderson 1982).

Przedstawione w niniejszej pracy badania są wynikiem studiów nad drenażem subglacjalnym na kontakcie lądolodu skandynawskiego z podłożem, na którym zalegał. Skupiono się na mechanizmie przepływu wód podlodowcowych w poszczególnych warstwach litologicznych (ryc. 2).

Skrótowy opis warstw: 1 – w przeważającej części słabo przepuszczalne gliny zwałowe czwartorzędu – zlodowacenie północnopolskie, 2 – dobrze przepuszczalne piaski i żwiry wodnolodowcowe i rzeczne czwartorzędu – zlodowacenie północnopolskie, 3 – słabo przepuszczalne gliny zwałowe oraz wkładki ilów i mułków czwartorzędowych – zlodowacenia środkowopolskie, 4 – dobrze przepuszczalne piaski i żwiry wodnolodowcowe i rzeczne czwartorzędu – zlodowacenia środkowopolskie, 5 – słabo przepuszczalne gliny zwałowe, a także ropy, mułki i piaski zastoiskowe czwartorzędu – zlodowacenie południowopolskie, 6 – dobrze przepuszczalne i półprzepuszczalne piaski i żwiry wodnolodowcowe i rzeczne czwartorzędu – zlodowacenie południowopolskie, piaski drobnoziarniste i różnoziarniste trzeciorzędowe oraz piaskowce i wapień z triasu, jury i kredy, 7 – słabo przepuszczalne ropy i mułki trzeciorzędowe, także ropy i mułowce z jury i kredy, 8 – mezozoiczne dobrze przepuszczalne i półprzepuszczalne piaski glaukonitowe, piaskowce średnio- i drobnoziarniste, piaski drobnoziarniste często z przewastwieniami ropy, a także margle i wapień, 9 – słabo przepuszczalne ropy i mułki trzeciorzędowe oraz ropy i mułowce z jury i kredy, 10 – mezozoiczne dobrze przepuszczalne i półprzepuszczalne piaski glaukonitowe, piaskowce średnio- i drobnoziarni-



Ryc. 2. Struktura podłoża zalegającego pod lądolodem skandynawskim na obszarze modelu 3D (ryc. 1:6)
Fig. 2. The structure of the substratum under the Scandinavian Ice Sheet in the 3D model area (Fig. 1:6)

ste, piaski drobnoziarniste często z przewarstwieniami ilów, a także margle i wapienie.

Spąg dziesiątej warstwy (zalegającej na głębokości ok. 2700 m) stanowi bardzo miąższa warstwa słabo przepuszczalnych osadów (przewaga mezozoicznych iłowców i mułowców) sięgających cechsztynu (do ok. 3500 m).

Modelowanie numeryczne

W celu przeprowadzenia modelowania dwuwymiarowego dokonano generalizacji warstw litologicznych występujących w poszczególnych przekrojach i zredukowano je do pięciu głównych jednostek hydrogeologicznych (ryc. 3). W generalizacji pominięto warstwy holocenijskie. Model zbudowany został na siatce prostokątów złożonej z 1141 kolumn i 83 rzędów o wymiarach 0,95 m (szerokość komórki) na 4,77 m (wysokość komórki).

Model zakłada pełne nasycenie podłoża i napięte zwierciadło wody. Jest ograniczony w stropie lądolodem i w spągu drobnoziarnistymi utworami neogenu.

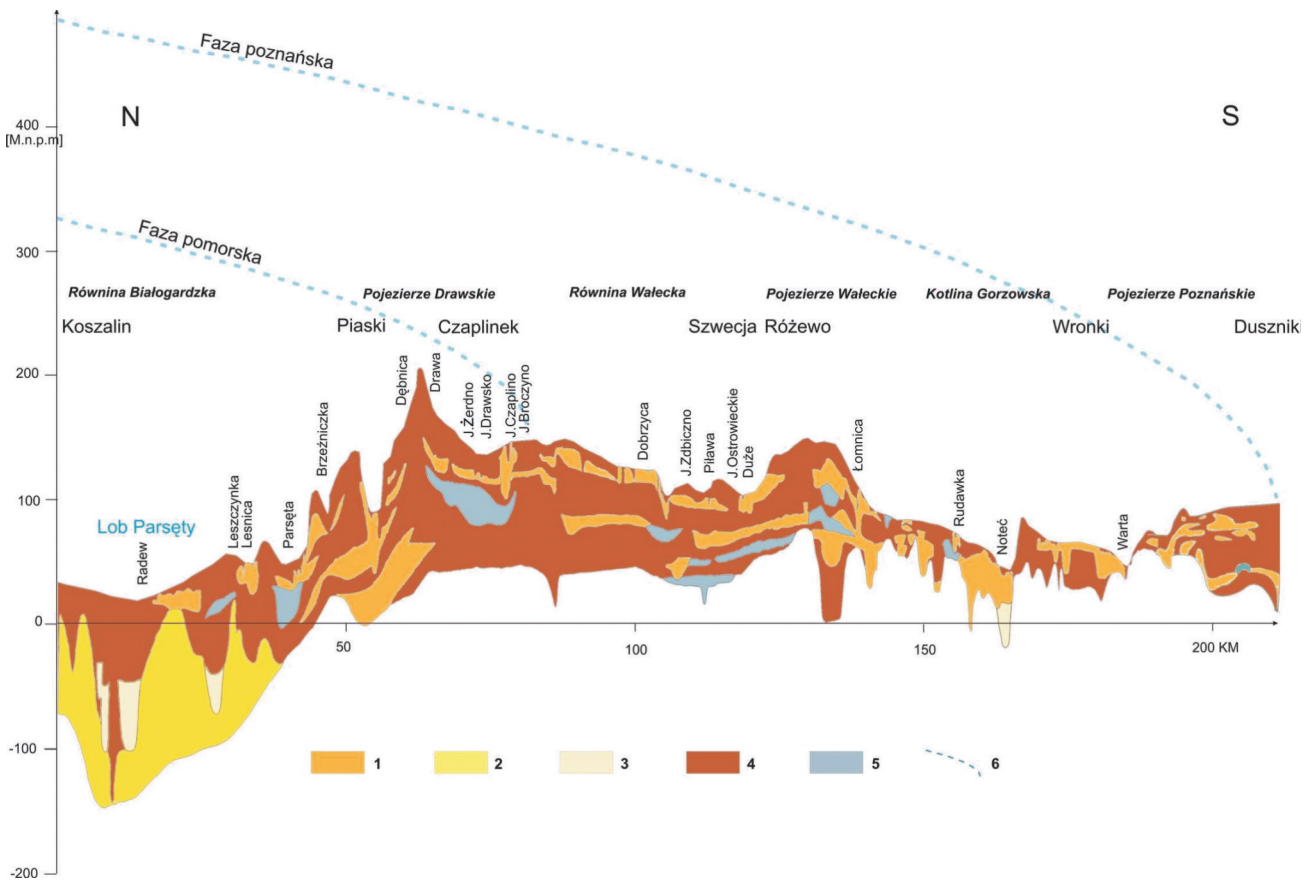
Zakładając, że lód jest ciałem doskonale plastycznym, miąższość lodu spoczywającego na poziomej płaszczyźnie w odległości L od strefy marginalnej czoła wyliczono z równania (Paterson 1994):

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

gdzie: τ_i – wytrzymałość na ścinanie; L – odległość od skraju lodu wzdłuż drogi jego ruchu; ρ_i – gęstość lodu; g – przyspieszenie ziemskie. To równanie określa paraboliczny profil podłużny lądolodu.

Zakładając, że współczynnik A jest definiowany jako:

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



Ryc. 3. Warstwy litologiczne wraz z zaznaczonymi maksymalnymi zasięgami postojów lądolodu skandynawskiego w fazie poznańskiej i pomorskiej wzdłuż przekroju Koszalin–Duszniki

1 – piasek gruboziarnisty ($k = 10^{-3}$ m/s), 2 – piasek średnioziarnisty ($k = 10^{-4}$ m/s), 3 – piasek drobnoziarnisty ($k = 5 \times 10^{-5}$ m/s), 4 – glina zwałowa ($k = 10^{-8}$ m/s), 5 – ily i mułki ($k = 10^{-9}$ m/s), 6 – zasięg czoła lądolodu. Generalizacja na podstawie przekrojów z map geologicznych w skali 1:200 000 (wersja A – mapa utworów powierzchniowych, arkusz: Koszalin, Szczecinek, Piła, Poznań)

Fig. 3. Lithological layers with major Weichselian marginal positions of Scandinavian ice sheet (Poznan and Pomerania) along the 2D steady-state model transect (Koszalin–Duszniki)

1 – coarse sand ($k = 10^{-3}$ m/s), 2 – medium sand ($k = 10^{-4}$ m/s), 3 – fine sand ($k = 5 \times 10^{-5}$ m/s), 4 – till ($k = 10^{-8}$ m/s), 5 – clay and silt ($k = 10^{-9}$ m/s), 6 – ice sheet extent. Generalization on the basis of cross-sections of geological maps in scale 1:200 000 (version A – Map of surface deposits, sheet: Koszalin, Szczecinek, Piła, Poznan)

wzór na miąższość pokrywy lodu przyjmuje postać:

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

gdzie: H – miąższość lodu; A – współczynnik zależny od termalnych właściwości lądolodu i właściwości jego podłoża i waha się w przedziale od 1 dla lodu ciepłego do 4,7 dla lodu zimnego, spoczywającego na litym podłożu (Shoemaker 1986, Piotrowski, Tulaczyk 1999); L – odległość od skraju lodu wzdłuż drogi jego ruchu.

Maksymalna miąższość lądolodu w punkcie początkowym przekroju (Koszalin) wynosi 463 m dla $A = 1$ i 1390 m dla $A = 3$.

Wartość wysokości piezometrycznej (h) wyliczono ze wzorów: $h=0,9H$, $h=0,5H$, gdzie: H – miąższość lodu.

Trójwymiarowe modelowanie drenażu subglacialnego – analogicznie jak w przypadku modeli dwuwymiarowych – wykonano za pomocą metody obliczeniowej różnic skończonych programu Processing Modflow. Model zbudowano na siatce prostokątów złożonej z 9600 komórek o wymiarach 3,3 km × 3,3 km. Składa się on z dziesięciu warstw, z których każda zdefiniowana została jako warstwa wodonośna o pełnym nasyceniu i napiętym zwierciadle o ruchu ustalonym. Warstwami ograniczającymi model są: lądolód skandynawski napierający na strop modelowanych warstw oraz warstwa ilów i mułków, z przewarstwieniami piaskowców i wapieni, zalegająca na permskim stropie cechsztynu – ograniczająca przepływ wód od spodu (por. ryc. 2). Należy podkreślić, że charakter wodoprzewodności skał był czynnikiem decydującym o wydzieleniu odpowiednich,

zgeneralizowanych warstw. Stratygraficzne uwarunkowania miały drugorzędne znaczenie i wykorzystane były w celu odpowiedniego przydzielenia jednostek litologicznych do wcześniej już wydzielonych warstw słabo lub średnio przepuszczalnych. Wykorzystane parametry hydrogeologiczne podano w tabeli 1.

Zakładając możliwość występowania różnych warunków paleoglacjologicznych podczas zlodowacenia północnopolskiego, zastosowano cztery wartości współczynnika A : 1, 2, 3 i 4,7. Podczas modelowania 3D przyjęto zatem szerszy zakres warunków paleoglacjologicznych niż w modelowaniu 2D.

Za pomocą metody kriging – funkcja liniowa, wykonano numeryczne mapy powierzchni o optymalnej gęstości siatki 100 (kolumny) × 96 (rzędy) – ustalonej na podstawie algorytmów programu Surfer, co daje najmniejszą odległość pomiędzy węzłami siatki 3,3 km (ryc. 4).

Przykład drenażu subglacialnego lądolodu skandynawskiego fazy poznańskiej vistulianu w świetle modelowania dwuwymiarowego przedstawiono na rycinie 5.

Natomiast przykład drenażu subglacialnego lądolodu skandynawskiego fazy poznańskiej vistulianu w świetle modelowania trójwymiarowego pokazano na rycinie 6.

Na przedstawionych poniżej rycinach (ryc. 7A, B i C) ukazane zostały kolejne etapy rozwoju drenażu pod lądolodem skandynawskim (po okresie 1000, 2000 i 5000 lat). Dla czytelności i łatwości interpretacji start linii przepływu zadano tylko na północnej krawędzi modelowanego obszaru w celu ukazania głównych kierunków przepływów wód podlodowcowych.

Tabela 1. Przyjęte wartości współczynników filtracji poziomej i pionowej oraz współczynników porowatości efektywnej dla zgeneralizowanych dziesięciu warstw modelowanego podłoża dla modelu 3D

Table 1. Input parameters (average values of horizontal hydraulic conductivity, average values of vertical hydraulic conductivity, average values of effective porosity) for the 3D steady-state flow model

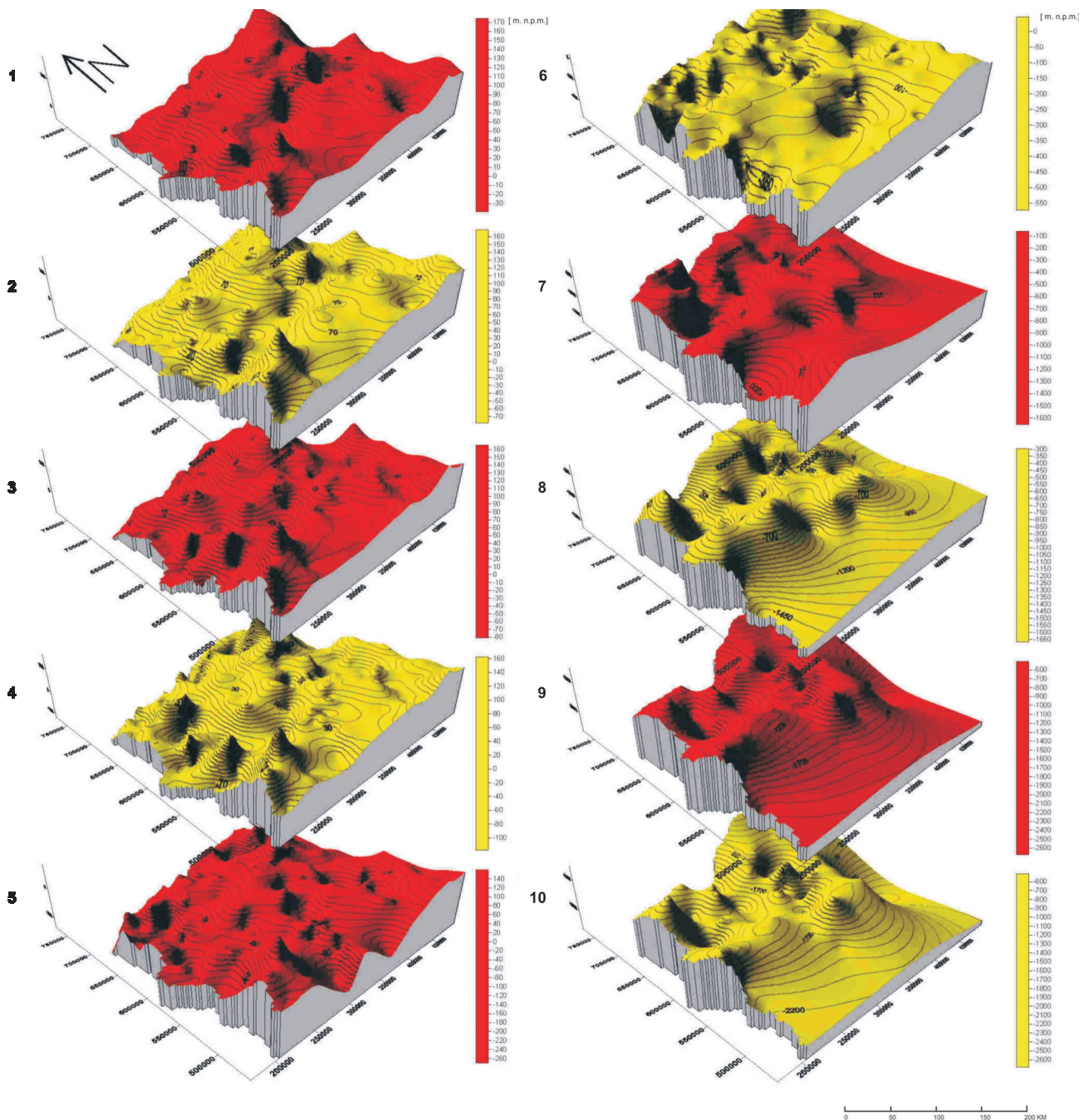
Nr warstwy	Średnia miąższość [m]	Średnie wartości współczynnika filtracji poziomej [m/s]	Średnie wartości współczynnika filtracji pionowej [m/s]	Średnie wartości współczynnika porowatości efektywnej
1	10	$8,4 \times 10^{-9}$	$8,4 \times 10^{-10}$	0,01
2	15	$9,4 \times 10^{-4}$	$9,4 \times 10^{-5}$	0,15
3	17	$7,1 \times 10^{-8}$	$7,1 \times 10^{-9}$	0,01
4	17	$4,7 \times 10^{-4}$	$4,7 \times 10^{-5}$	0,093
5	55	$4,0 \times 10^{-9}$	$4,0 \times 10^{-10}$	0,01
6	105	$7,8 \times 10^{-5}$	$7,8 \times 10^{-6}$	0,022
7	408	$1,2 \times 10^{-8}$	$1,2 \times 10^{-9}$	0,01
8	131	$2,4 \times 10^{-6}$	$2,4 \times 10^{-7}$	0,014
9	646	$3,2 \times 10^{-9}$	$3,2 \times 10^{-10}$	0,01
10	104	$5,4 \times 10^{-7}$	$5,4 \times 10^{-8}$	0,01

Drenaż subglacjalny

W badanych przez autorów warunkach hydrogeologicznych, słaba przepuszczalność podłoża (przeważa gliny zwałowe) prawdopodobnie nie była wystarczająca do odprowadzenia całej ilości wody z topniejącego czoła łądłolodu. Potwierdzają to otrzymane wyniki modelowania 2D, które mówią, że średnio zaledwie około 24% wody podłodowcowej mogło wpływać w głąb podłoża. Dane takie potwierdzają również badania Piotrowskiego (1997a, b) oraz Piotrowskiego i Tulaczyka (1999), a także Marcziniek i

Piotrowskiego (2006). Autorzy ci szacują, na podstawie modeli numerycznych 3D drenażu subglacjalnego dla sąsiedniego obszaru północno-zachodnich Niemiec, że około 25%–30% wód roztopowych powstałych z topnienia bazalnego dostawało się do gruntu.

Podobne wnioski, dotyczące braku odpowiedniej ilości wodoprzepuszczalnych warstw pod plejstocenicznym łądłolodem Ameryki Północnej przedstawili m.in.: Brown i in. (1987) dla Puget Glacial Lobe, Cordilleran Ice Sheet; Cutler i in. (2000) dla Green Bay Lobe, Laurentide Ice Sheet oraz Breemer i in.



Ryc. 4. Stopy poszczególnych warstw geologicznych modelowanego podłoża dla modelu 3D. Kolorem czerwonym i żółtym rozróżniono warstwy o odpowiednio: słabej lub dobrej wodoprzewodności

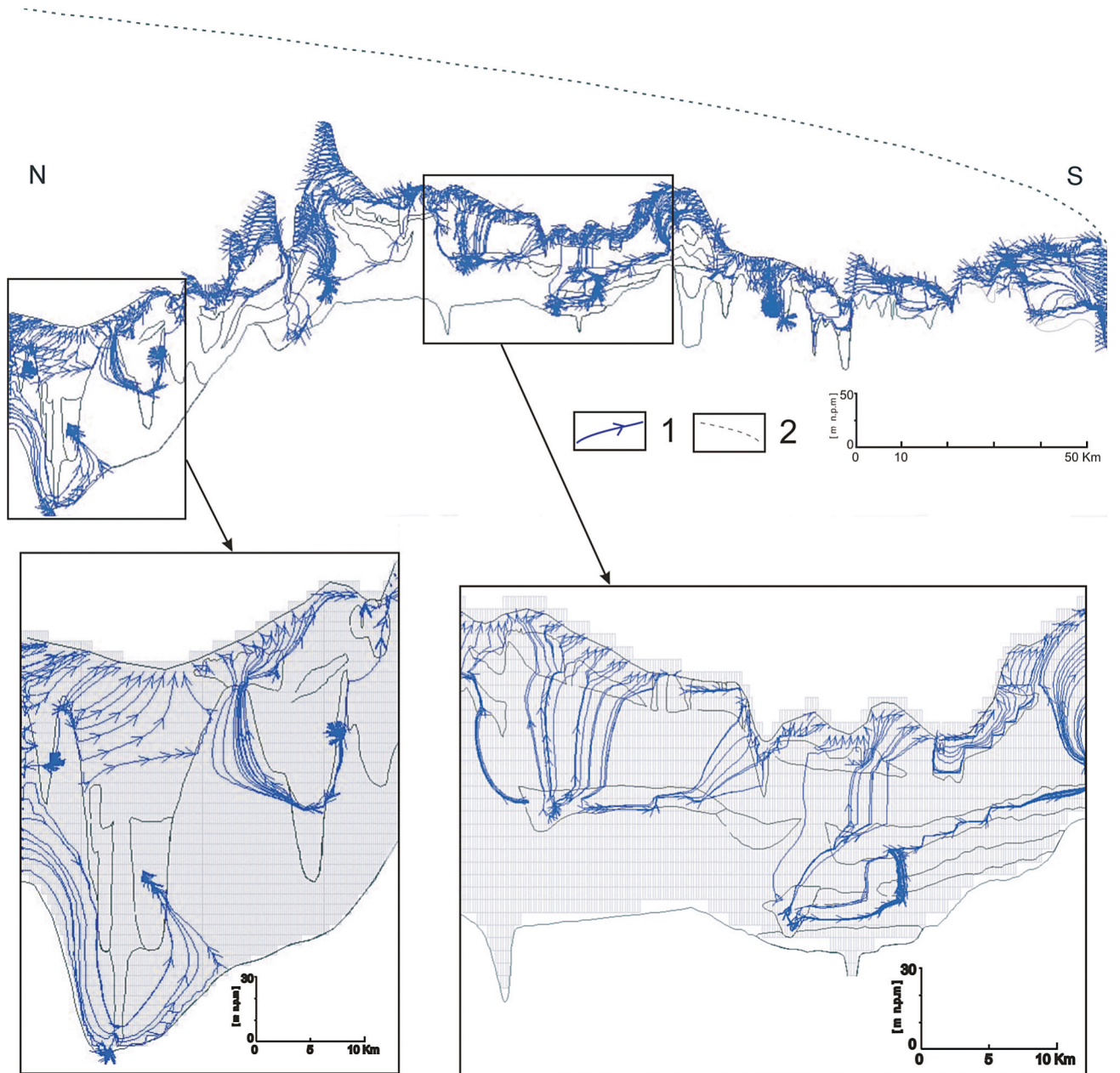
Fig. 4. Tops of geological layers in the 3D simulation. Red colour – aquitard, yellow colour – aquifer

(2002) dla Michigan Lobe w odniesieniu do Laurentide Ice Sheet. Ponadto badania nad drenażem subglacjalnym największej europejskiej pokrywy lodowej – Vatnajökull na Islandii dowiodły, iż zaledwie około 30% wód roztopowych może przepływać poprzez warstwy wodonośne (Flowers i in. 2003).

Analizując przytoczone powyżej prace dotyczące drenażu subglacjalnego, można stwierdzić, że we wszystkich przypadkach podłoże lądolodu nie mogło przyjąć całej ilości wód roztopowych gromadzących się pod jego stopą. Co ważne, wyniki te dotyczą zarówno plejstocenijskich, jak i współczesnych obszarów zlodowaconych o różnej budowie geologicznej, po-

łożonych na dwóch różnych kontynentach. Natomiast Flowers i Clarke (2002b) na przykładzie numerycznych symulacji lodowca Trapridge (Yukon w Kanadzie) oszacowali, że warstwy wodonośne są w stanie zdrenować wody subglacjalne podczas sezonu ablacyjnego.

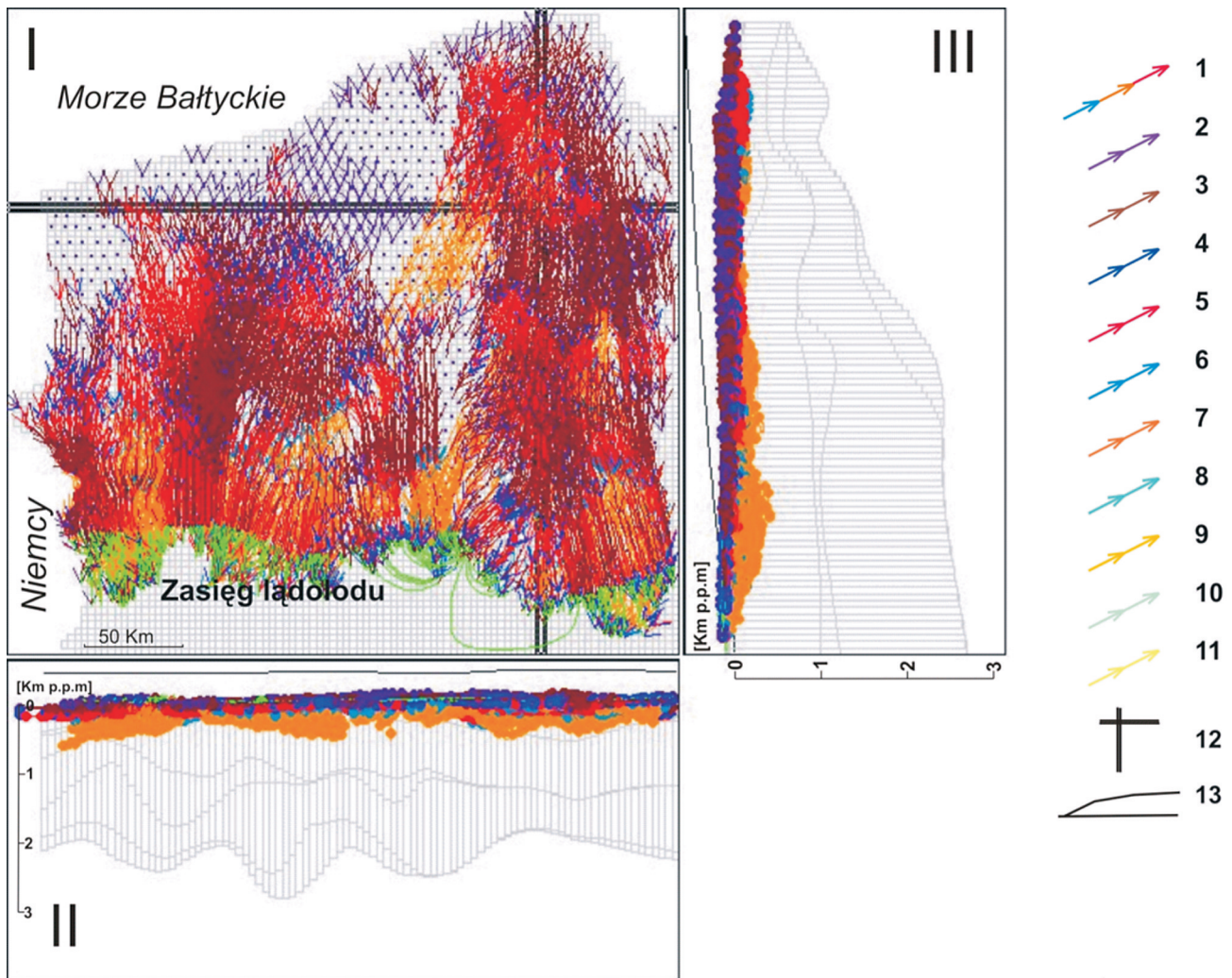
Jeszcze inny pogląd zaprezentowali Boulton i Dobbie (1993), twierdząc, że podczas zlodowacenia Saalian, na obszarze Holandii, podłoże pod lądolodem było w stanie zdrenować całą ilość wód roztopowych pochodzących z topnienia dennego (przy przyjętym tempie topnienia 20 mm/rok). W kolejnej pracy Boulton i in. (1995) tezę tę potwierdzili, przy założe-



Ryc. 5. Przepływ wód podziemnych dla modelu fazy poznańskiej dla $A = 1$, $h = 0,5 H$
 1 – droga i kierunek przepływu wód podziemnych, 2 – zasięg czoła lądolodu (Piotrowski i in. 2009)
Fig. 5. Groundwater flowlines for 2D steady-state flow model ($A = 1$, $h = 0.5 H$).
 1 – groundwater flowlines, 2 – extent of ice sheet in Poznan phase (Piotrowski et al. 2009)

niu wyższej wartości topnienia – 25 mm/rok podczas dwóch ostatnich nasunięć lądolodu znaną z Skandynawii na obszar Holandii. Główną przyczyną otrzymania takich rezultatów było przyjęcie przez autorów wszystkich osadów czwartorzędowych jako jednej warstwy i przypisywanie jej jednej wartości współczynnika filtracji 3×10^{-4} m/s (co odpowiada wodoprzepuszczalności osadów piaszczystych!). Przy tak zróżnicowanej budowie geologicznej podłoża czwartorzędowego jest to, zdaniem m.in. Arnolda i Sharpa (2002) oraz autorów niniejszej pracy, nadmierne uproszczenie, prowadzące do błędnych wniosków.

Typ drenażu jak na rycinie 8 (wypływu „do góry”) jest sprzyjającym zjawiskiem do tworzenia się nadmiaru wody na kontakcie lodu z zalegającym pod nim podłożem. Taki przepływ wód podziemnych potwierdziły modele zarówno przy $h = 0,9 H$, jak i przy wartości obniżonej do $h = 0,5 H$ ($A = 1$). Dlatego wydaje się, że warunki hydrogeologiczne występujące podczas powstawania rynien subglacjalnych zawierały się najprawdopodobniej w granicach zasugerowanych powyżej. Przy bardzo dużych wypływach wody (poprzez rynny subglacjalne) mogło dochodzić do znacznych wahań i obniżenia wysokości hydraulicznych.



Ryc. 6. Przepływ wód podziemnych dla modelu o parametrach $A = 1$, $h = 0,9 H$ z krokiem czasowym (odległość między strzałkami) – 100 lat. Przepływ w czasie 2000 lat

I – przestrzenne rozmieszczenie drenażu subglacjalnego, II – przekrój przez modelowany obszar wzdłuż rzędu nr 30, III – przekrój przez modelowany obszar wzdłuż kolumny nr 80. Start linii przepływu zadano równomiernie na całym terenie badań, w co drugiej komórce siatki dyskretyzacyjnej. 1 – droga i kierunek drenażu wód podziemnych w poszczególnych warstwach geologicznych, 2 – słabo przepuszczalna warstwa nr 1, 3 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 2, 4 – słabo przepuszczalna warstwa nr 3, 5 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 4, 6 – słabo przepuszczalna warstwa nr 5, 7 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 6, 8 – słabo przepuszczalna warstwa nr 7, 9 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 8, 10 – słabo przepuszczalna warstwa nr 9, 11 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 10, 12 – linie przekroju geologicznego, 13 – profil i zasięg lądolodu oznaczony na przekrojach II i III

Fig. 6. Simulated 3D steady-state groundwater flow pattern under the Poznan phase ice sheet. Time of simulation 2000 years

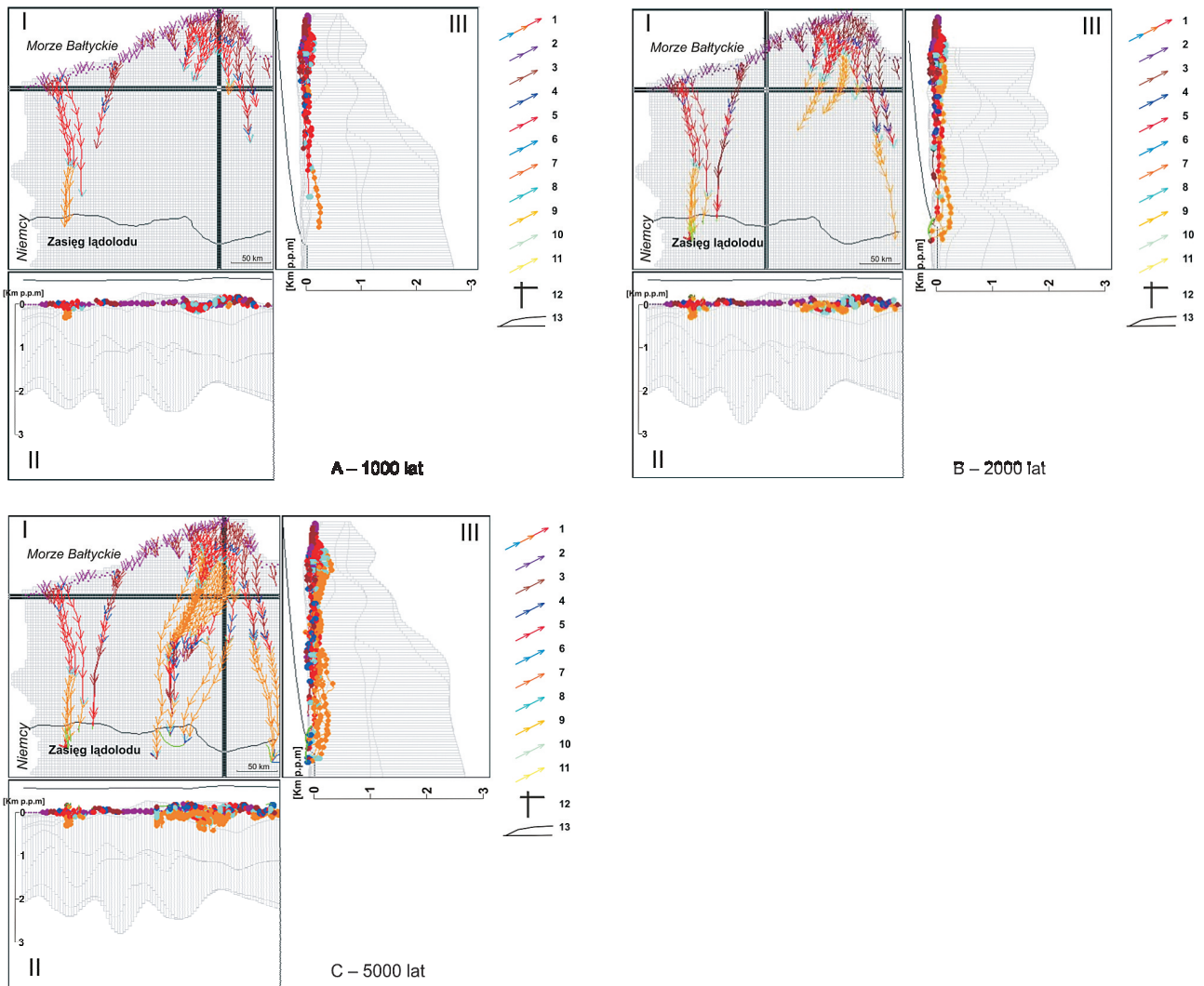
I – spatial arrangement of the subglacial drainage, II – horizontal cross-section along row nr 30, III – vertical cross-section along column nr 80. Start of the flowlines for particle tracking was set evenly in the entire area, in every second cell of the top layer of the discretization network. 1 – groundwater flowline, 2, 4, 6, 8, 10 – aquitards, 3, 5, 7, 9, 11 – aquifers, 12 – cross-section lines, 13 – profile and extent of the ice sheet marked on diagrams II and III

Autorzy uważają, że błędem byłoby wskazywanie na jeden konkretny model i na warunki, jakie w nim zadano. Drenaż subglacjalny vistulianu był zjawiskiem dynamicznym i prawdopodobnie silnie wpływał na zmienność środowiska. Zjawiska, jakie występowały podczas wypływów wód subglacjalnych na skraj lądolodu poprzez swą dynamikę i różnorodność mogły być związane z parametrami ze wszystkich prezentowanych modeli dla współczynnika $A = 1$. Niemożliwe jest zatem wskazanie jednego typu symulacji jako szablonu, według którego będzie można

przedstawić przepływ wód podlodowcowych vistulianu. Można jedynie ogólnie naświetlić zakres prawdopodobnych warunków, które najlepiej odzwierciedlą analizowane procesy.

Prędkości i głębokości przepływu wód podziemnych

Modelowanie numeryczne dowodzi, że prędkości przepływu wód podziemnych oraz wysokości piezo-



Ryc. 7. Etapy rozwoju drenażu pod lądolodem skandynawskim po okresie A – 1000 lat, B – 2000 lat i C – 5000 lat, dla modelu podstawowego: $A = 1$, $h = 0,9 H$

I – przestrzenne rozmieszczenie drenażu subglacjalnego, II – przekrój przez modelowany obszar wzdłuż rzędu nr 30, III – przekrój przez modelowany obszar wzdłuż kolumny nr 80 (A i C) oraz kolumny nr 50 (B). Start linii przepływu wód zadano na północnej granicy modelowanego obszaru. 1 – droga i kierunek drenażu wód podziemnych w poszczególnych warstwach geologicznych, 2 – słabo przepuszczalna warstwa nr 1, 3 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 2, 4 – słabo przepuszczalna warstwa nr 3, 5 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 4, 6 – słabo przepuszczalna warstwa nr 5, 7 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 6, 8 – słabo przepuszczalna warstwa nr 7, 9 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 8, 10 – słabo przepuszczalna warstwa nr 9, 11 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 10, 12 – linie przekroju geologicznego, 13 – profil i zasięg lądolodu oznaczony na przekrojach II i III (Piotrowski i in. 2009)

Fig. 7. Simulated 3D steady-state groundwater flow pattern under the Poznan phase ice sheet shown for three time slices, after 1000 (A), 2000 (B) and after 5000 (C) years

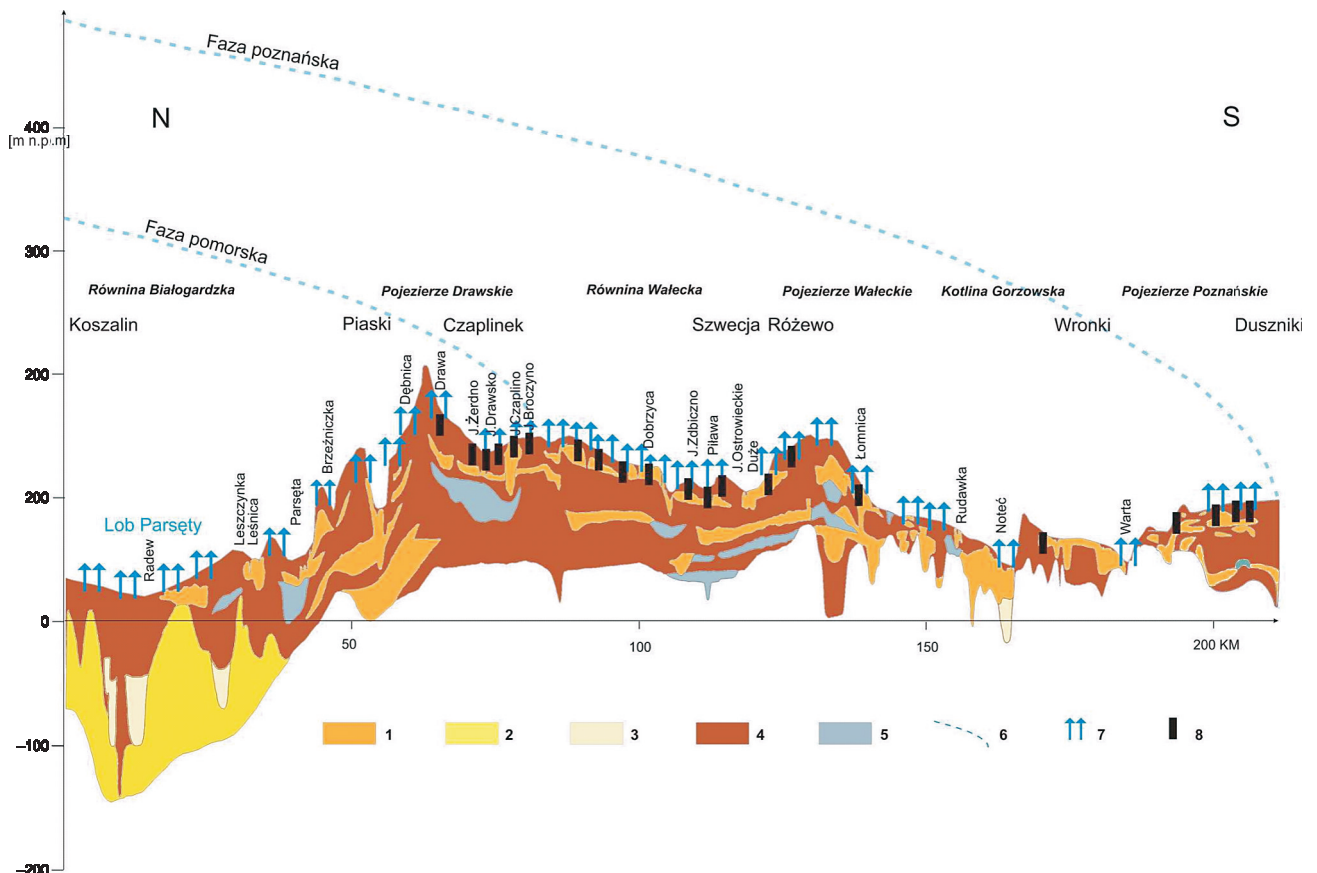
I – spatial arrangement of the subglacial drainage, II – horizontal cross-section along row nr 30, III – vertical cross-section along column nr 80 (A and C) and column nr 50 (B). Simulated water flow paths start at the northern boundary of the model area in the uppermost Layer 1. 1 – groundwater flowline, 2, 4, 6, 8, 10 – aquitards, 3, 5, 7, 9, 11 – aquifers, 12 – cross-section lines, 13 – profile and extent of the ice sheet marked on diagrams II and III (Piotrowski et al. 2009)

metryczne w stosunkowo płytkich warstwach wodonośnych były znacznie wyższe niż obecnie (Piotrowski 1997b). Cytowany autor oszacował dla obszaru Niemiec NW, iż prędkości przepływu wód subglacjalnych w górnej warstwie wodonośnej pod lądolodem skandynawskim były około 30 razy wyższe niż obecnie. Ponadto nastąpił zwrot w kierunkach przepływu wód subglacjalnych. Obecnie wody płyną w kierunku do Morza Bałtyckiego, a podczas ostatniego zlodowacenia przepływ był odwrotny – wymuszony nasunięciem lądolodu (por. ryc. 6, 7). Podczas numerycznych symulacji drenażu subglacjalnego niezgodność „paleokierunków” z istniejącymi obecnie wykazali m.in.: Boulton i in. (1996), van Weert i in. (1997), Glynn i in. (1999), Grasby i in. (2000).

Autorzy uzyskali z modelu podstawowego ($h = 0,9 H$ oraz $A = 1$) średnie prędkości przepływu w

górnych warstwach wodonośnych rzędu 110 m/rok, a maksimum osiągało wartości do około 330 m/rok. W modelu o obniżonym ciśnieniu piezometrycznym wartości wahały się w granicach od 73 do 220 m/rok. Jest to wyraźnie więcej niż maksimum przepływu prędkości dla górnych warstw wodonośnych w Europie NW szacowane na 20 m/rok (Boulton i in. 1995). Kolejne prace przedstawiają natomiast zbliżony rząd wielkości prędkości przepływu wód podlodowcowych: 200 m/rok (Boulton i in. 1996) i ponad 100 m/rok (van Weert 1997).

Zakładając duże prędkości przepływu wód i oddziałujące wysokie ciśnienie piezometryczne, stwierdzono, że wody podziemne i tak nie były w stanie głęboko penetrować w głąb osadów zalegających pod lądolodem. Według autorów były to głębokości sięgające maksymalnie szóstej warstwy modelowanego

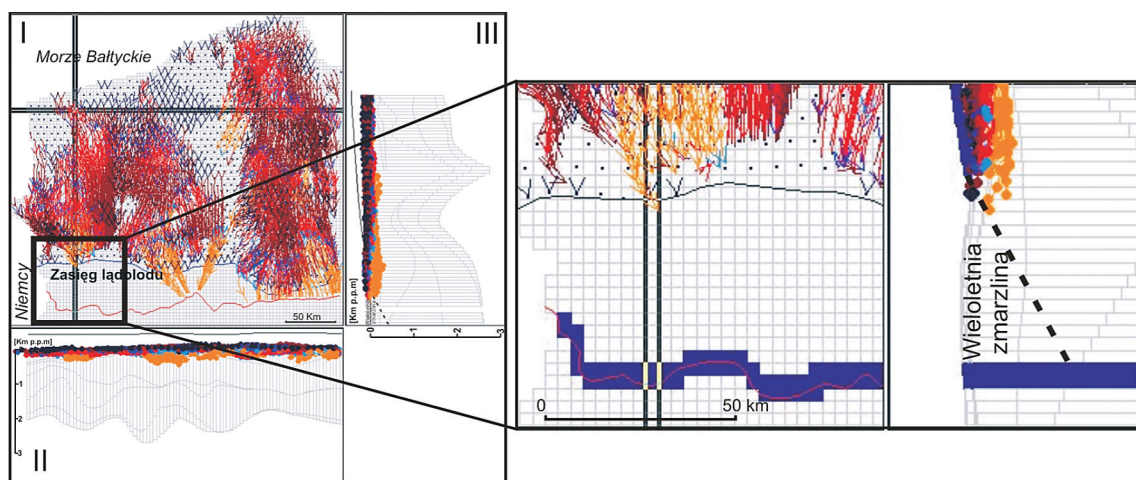


Ryc. 8. Zestawienie lokalizacji rynien subglacjalnych w przekroju Koszalin–Duszynki i miejsc wypływów wód podziemnych w fazie poznańskiej uzyskanych z modelu o parametrach $A = 1$, $h = 0,5 H$ (obszary górnej granicy przekroju bez strzałek oznaczają miejsca wpływów wód do modelowanego podłoża)

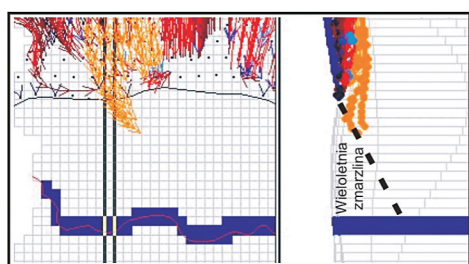
1 – piasek gruboziarnisty ($k = 10^{-3}$ m/s), 2 – piasek średnioziarnisty ($k = 10^{-4}$ m/s), 3 – piasek drobnoziarnisty ($k = 5 \times 10^{-5}$ m/s), 4 – glina zwalowa ($k = 10^{-8}$ m/s), 5 – iły i mułki ($k = 10^{-9}$ m/s), 6 – zasięg czoła lądolodu, 7 – miejsca wypływu wód podziemnych, 8 – miejsca występowania rynien subglacjalnych. Generalizacja na podstawie przekrojów z map geologicznych w skali 1:200 000 (wersja A – mapa utworów powierzchniowych, arkusz: Koszalin, Szczecinek, Piła, Poznań) (Piotrowski i in. 2009)

Fig. 8. 2D steady-state groundwater flow model area under the Poznan-phase ice sheet ($A=1$, $h=0.5 H$). The spatial distribution of major groundwater discharge areas is indicated as given by the simulation and the location of tunnel valleys as seen in the present landscape. Note that tunnel valleys occur preferentially in areas of groundwater upwelling from the substratum toward the ice sole. Areas without blue arrows show groundwater drainage into substratum

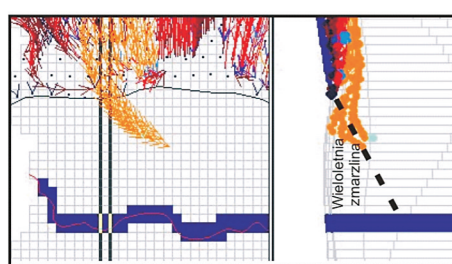
1 – coarse sand ($k = 10^{-3}$ m/s), 2 – medium sand ($k = 10^{-4}$ m/s), 3 – fine sand ($k = 5 \times 10^{-5}$ m/s), 4 – till ($k = 10^{-8}$ m/s), 5 – clay and silt ($k = 10^{-9}$ m/s), 6 – ice sheet extent, 7 – major discharge areas of subglacial groundwater, 8 – location of major tunnel valleys. Generalization on the basis of cross-sections of geological maps in scale 1:200 000 (version A – Map of surface deposits, sheet: Koszalin, Szczecinek, Piła, Poznań) (Piotrowski et al. 2009)



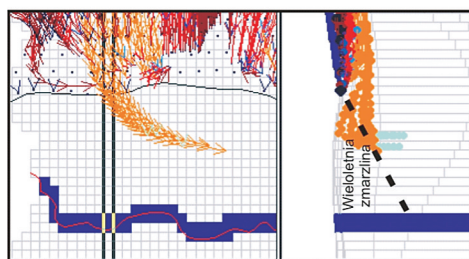
1000 lat



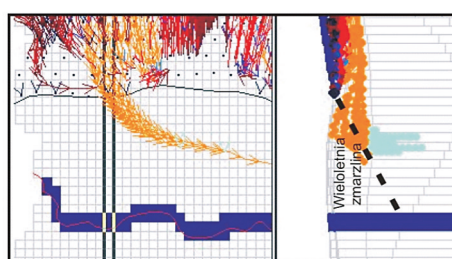
1500 lat



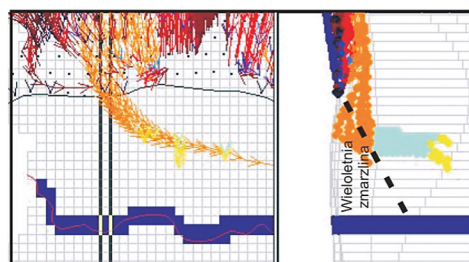
2000 lat



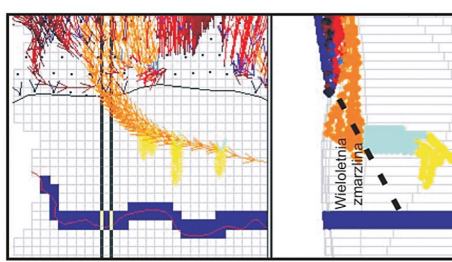
2500 lat



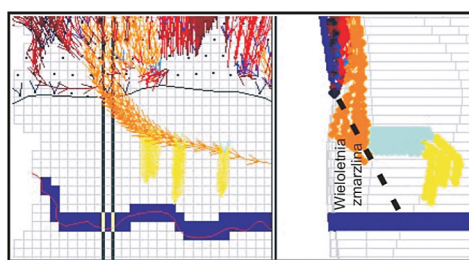
3000 lat



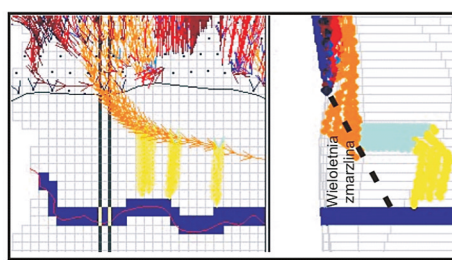
3500 lat



4000 lat



4500 lat



5000 lat

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

podłoża, która zalegała średnio do 220 m. Jednakże bardzo często głębokości te nie przekraczały wartości 100 m. Cyrkulacja wód roztopowych na zbliżone głębokości sugerowana jest również na obszarze Niemiec NW, gdzie podczas zlodowacenia vistuliańskiego wody penetrowały naprzemianległe warstwy o dobrej i słabej wodoprzewodności na głębokość około 200 m (Piotrowski 1997a, b). Należy podkreślić, że wnioski te zakładają ustalone warunki filtracji, a więc i stacjonarny postój lądolodu na granicy maksymalnego zasięgu w zadanym czasie symulacji, co jest znacznym uproszczeniem rzeczywistych warunków paleogeologicznych.

Prawdopodobny wpływ wieloletniej zmarzliny na przestrzenny rozkład drenażu subglacjalnego

Wprowadzenie do modelowania nowego czynnika – wyklinowującej się wieloletniej zmarzliny pod czołem lądolodu (na głębokości 50, 200 i 500 m) – wykazało zmianę w geometrii przepływu wód (wydłużenie drogi) oraz uaktywnienie głębszych, wcześniej nieczynnych warstw wodonośnych (ryc. 9).

Występowanie wieloletniej zmarzliny mogło mieć istotny wpływ na drenaż wód podziemnych pod lodem. Potwierdziły to m.in. wcześniejsze badania przepływu wód zarówno pod zlodowaconymi obszarami w plejstocenie (Williams, Smith 1991, Cutler i in. 2000), jak i w obecnie zlodowaconym rejonie zachodniego Spitsbergenu (m.in. Haldorsen i in. 1996). Według wyżej wymienionych autorów przestrzenny rozkład permafrostu wymuszał zmianę drenażu w strefie marginalnej podłoża, na którym spoczywały lodowce.

Wnioski

1. W wyniku przeprowadzonych badań oszacowano, że zarówno w fazie poznańskiej, jak i pomorskiej

vistulianu z samego topnienia bazalnego (przyjętego jako 36 mm/rok) tworzył się znaczący nadmiar wód subglacjalnych, który nie mógł być zdrenowany przez osady podłoża lądolodu.

W przypadku modelowania 2D nadmiar ten dla fazy poznańskiej wynosił około 76%, a dla pomorskiej około 95% wód pochodzących z samego topnienia bazalnego. Oznacza to, iż zaledwie od około 5 do 24% wód subglacjalnych, w zależności od warunków hydrogeologicznych, mogło być drenowanych jako przepływ wód podziemnych w podłożu pokrywy lodowej.

Dla modelowania 3D najbardziej prawdopodobne wartości mówiące o nadmiarze wód subglacjalnych na kontakcie lód–podłoże wyniosły około 85–91,5%. Zatem przedział od około 8,5% (w przypadku modelu $A = 1$, $h = 0,5 H$) do około 15% (dla $A = 1$, $h = 0,9 H$) to wielkości, które potwierdzają, że podczas ostatniego zlodowacenia skandynawskiego istniały bardzo duże nadmiary wód gromadzących się pomiędzy stopą lądolodu a zalegającym pod nim podłożem.

2. Modelowanie warunków hydrogeologicznych fazy poznańskiej i pomorskiej vistulianu dowodzi, że zgromadzone nadwyżki wody pochodzącej z topnienia bazalnego najprawdopodobniej szukały ujścia ku strefie marginalnej poprzez drogę tunelową (jako rynny subglacjalne) lub jako cienka warstwa połączonych odspojień, która mogła sprzyjać szarżom lodowcowym (loby).

3. Stwierdzono, że występowanie rynien jest częstsze, gdy:

- wody podlodowcowe nie mogły być w całości zdrenowane przez podłoże,
- istniał przepływ wód subglacjalnych w osadach nieskonsolidowanych (o wysokiej wodoprzewodności), które to osady zalegały na miększych warstwach skał bardzo słabo przepuszczalnych dla wody (np. Pojezierze Drawskie, Równina Wałęcka).

4. Występowanie wieloletniej zmarzliny miało istotny wpływ na drenaż wód podziemnych pod lodem. Uzyskane z modeli wartości nadwyżek wód

Ryc. 9. Schemat przepływu cząstek wody na przedpolu lądolodu dla modelu podstawowego ($A = 1$, $h = 0,9 H$) przy zalegającej wieloletniej zmarzlinie o grubości około 500 m. Różnymi kolorami oznaczono przepływ wody w różnych warstwach litologicznych. Jeden krok czasowy (odległość pomiędzy strzałkami) wynosi 100 lat

I – przestrzenne rozmieszczenie drenażu subglacjalnego, II – przekrój przez modelowany obszar wzdłuż rzędu nr 30, III – przekrój przez modelowany obszar wzdłuż kolumny nr 20. Start linii przepływu zadano równomiernie na całym terenie badań, w co drugiej komórce siatki dyskretyzacyjnej. 1 – droga i kierunek drenażu wód podziemnych w poszczególnych warstwach geologicznych, 2 – słabo przepuszczalna warstwa nr 1, 3 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 2, 4 – słabo przepuszczalna warstwa nr 3, 5 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 4, 6 – słabo przepuszczalna warstwa nr 5, 7 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 6, 8 – słabo przepuszczalna warstwa nr 7, 9 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 8, 10 – słabo przepuszczalna warstwa nr 9, 11 – dobrze przepuszczalna warstwa nr 10, 12 – linie przekroju geologicznego, 13 – profil i zasięg lądolodu oznaczony na przekrojach II i III, 14 – północna krawędź Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej, 15 – komórki modelu z zadanym stałym ciśnieniem piezometrycznym (fixed head)

Fig. 9. Pattern of groundwater flow lines at the ice margin for 3D steady-state simulation ($A = 1$, $h = 0.9 H$) with 500 m deep permafrost. One time step equals 100 years

I – spatial arrangement of subglacial drainage, II – horizontal cross-section along the row nr 30, III – vertical cross-section along the column nr 20, The simulated water flow paths start at the northern boundary of the model area in the uppermost Layer 1. 1 – groundwater flowline, 2, 4, 6, 8, 10 – aquitards, 3, 5, 7, 9, 11 – aquifers, 12 – cross-section lines, 13 – profile and range of the ice sheet marked on II and III diagrams, 14 – Warsaw-Berlin ice-marginal spillway, 15 – cells of the model with fixed hydraulic head

subglacialnych na kontakcie lód–podłoże, bez uwzględnienia obecności wieloletniej zmarzliny, są wysokie. Udział permafrostu mógł wartości te jeszcze znacznie powiększyć. Przeprowadzone symulacje 3D dla fazy poznańskiej vistulianu, z obecnością w podłożu wieloletniej zmarzliny, wykazały, że ponad 94% wód subglacialnych, nie było w stanie wnikać w podłoże lądolodu plejstoceniowego.

5. Autorzy wykazali, że dla modelu podstawowego ($A = 1$, $h = 0,9 H$) średnie prędkości przepływu w górnych warstwach wodonośnych podłoża lodowca wynosiły około 110 m/rok, a maksimum osiągało wartości rzędu około 330 m/rok. W modelu o obniżonym ciśnieniu piezometrycznym ($A = 1$, $h = 0,5 H$) wartości wahały się w granicach od 73 do 220 m/rok. Penetracja wód subglacialnych sięgała maksymalnie do szóstej warstwy modelowanego podłoża, która zalegała średnio do głębokości 220 m. Jednakże zazwyczaj głębokości te nie przekraczały 100 m.
6. Wskazanie jednego szablonu – układu parametrów modelu numerycznego, według którego będzie można scharakteryzować drenaż podlodowcowy vistulianu nie jest możliwe. Można jedynie wskazać zakres prawdopodobnych do wystąpienia parametrów hydrogeologicznych i glaciologicznych, które najlepiej pasują do aktualnie obserwowanych form terenu oraz sugerowanych w literaturze procesów paleoglacialnych, które miały miejsce na tym obszarze.
7. Niniejsza praca ma charakter regionalny i dotyczy konkretnego, indywidualnego, jednakże rozległego rejonu – Polski NW. Skupia ona w sobie cechy, które zapewne mogły występować w wielu zlodowaconych rejonach na świecie. Wyciągnięte zatem wnioski można zastosować do weryfikacji potencjalnych miejsc występowania rynien subglacialnych na innych obszarach, na których rozwinął się lądolód na nieskonsolidowanych osadach w klimacie polarnym o wpływach oceanicznych.

Autorzy dziękują prof. Jackowi Jani, prof. Andrzejowi Kowalczykowi oraz prof. Wojciechowi Wysociej za pomocne konsultacje i dyskusje nad drenażem subglacialnym lądolodu skandynawskiego. Dziękujemy również dyrektorowi Państwowego Instytutu Geologicznego za udostępnienie materiałów głębokich i płytkich otworów geologicznych z obszaru Polski NW.

Literatura

Arnold N., Sharp M., 2002. Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modelling the coupling between ice sheet flow and hydrology. *Quaternary Science Reviews* 21: 485–502.

- Björnsson H., 1988. Hydrology of ice caps in volcanic regions. *Soc. Sci. Isl., Reykjavík* 45.
- 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., Slot T., Blessing K., Glasbergen P., Leijnse T., van Gijssel K., 1993. Deep circulation of groundwater in overpressured subglacial aquifers and its geological consequences. *Quaternary Science Reviews* 12: 739–745.
- Boulton G.S., Caban P.E., 1995. Groundwater flow beneath ice sheets: Part II – Its impact on glacier tectonic structures and morain formation. *Quaternary Science Reviews* 14: 563–587.
- Boulton G.S., Caban P.E., Gijssel K., 1995. Groundwater flow beneath ice sheets. Part I. Large scale patterns. *Quaternary Science Reviews* 14: 545–562.
- Boulton G.S., Caban P.E., Gijssel K., Leijnse T., Punkari M., van Weert F.H.A., 1996. The impact of glaciation on the groundwater regime of Northwest Europe. *Global and Planetary Change* 12: 397–413.
- Boulton G.S., Dobbie K.E., 1993. Consolidation of sediments by glacier: relation between sediment geotechnics, soft-bed glacier dynamics and subglacial groundwater flow. *Journal of Glaciology* 39, 131: 26–44.
- Boulton G.S., Haggdorn M., Maillot P.B., Zatsepin S., 2009. Drainage beneath ice sheets: Groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 28: 621–638.
- Bremer C.W., Clark P.U., Haggerty R., 2002. Modelling the subglacial hydrology of the late Pleistocene Lake Michigan Lobe, Laurentide Ice Sheet. *Geological Society of America* 114, 6: 665–674.
- Brown N.E., Hallet B., Booth D.B., 1987. Rapid soft bed sliding of the Puget Glacial Lobe. *Journal of Geophysical Research* 92, B9: 8985–8997.
- Clarke G.K.C., 1987. Subglacial Till: A Physical Framework for its Properties and Processes. *Journal of Geophysical Research* 92, B9: 9023–9036.
- Clarke G.K.C., Collins S.G., Thompson D.E., 1984. Flow, thermal structure, and subglacial conditions of a surge-type glacier. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21: 232–240.
- Clark I.D., Douglas M., Raven K., Bottomley D., 2000. Recharge and Preservation of Laurentide Glacial Melt Water in the Canadian Shield. *Ground Water* 38, 5, 735–742.
- Cutler P.M., Douglas R.M., Mickelson D.M., Parizek B.R., Colgan P.M., 2000. A numerical investigation of ice-lobe-permafrost interaction around the southern Laurentide ice sheet. *Journal of Glaciology* 46, 153: 311–325.

- Domosławska-Baraniecka M., Mojski J.E., Roszko L., 1980. *Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski. Arkusz Gdańsk*. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Ehlers J., 1996. *Quaternary and glacial geology*. John Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.
- Engelhardt H., Humphrey N., Kamb B., Fahnestock M., 1990. Physical conditions at the base of a fast moving Antarctic ice stream. *Science* 248: 57–59.
- Fleming S.W., Clark P.U., 2000. Investigation of water pressure transient beneath temperate glaciers using numerical groundwater experiments. *Journal of Quaternary Science* 15: 567–572.
- Flowers G.E., Björnsson H., Pálsson F., 2003. New insights into the subglacial and periglacial hydrology of Vatnajökull, Iceland, from a distributed physical model. *Journal of Glaciology* 49, 165: 257–270.
- Flowers G.E., Clarke G.K.C., 1999. Surface and bed topography of Trapridge Glacier, Yukon Territory, Canada: digital elevation models and derived hydraulic geometry. *Journal of Glaciology* 45: 165–174.
- Flowers G.E., Clarke G.K.C., 2002a. A multicomponent coupled of glacier hydrology. 1. Theory and syntetic examples. *Journal of Geophysical Research* 107, B11, 2287: 1–17.
- Flowers G.E., Clarke G.K.C., 2002b. A multicomponent coupled of glacier hydrology. 2. Application to Trapridge Glacier, Yukon, Canada. *Journal of Geophysical Research* 107, B11, 2288: 1–16.
- Freeze R.A., Cherry J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice Hall, Inc., London.
- Glynn P.D., Voss C.I., Provost A.M., 1999. Deep penetration of oxygenated meltwaters from warm based ice sheets into the Fennoscandian shield. W: *Use of Hydrogeochemical Information in Testing Groundwater Flow Models*. Technical Summary and Proceedings of a Workshop, Borgholm, Sweden, September 1–3, 1997. Nuclear Energy Agency, Organization of Economically Developed Countries: 201–241
- Grasby S., Osadetz K., Betcher R., Render F., 2000. Reversal of the regional-scale flow system of the Williston basin in response to Pleistocene Glaciation. *Geology* 28, 7: 635–638.
- Hagen J.O., Etzelmüller B., Nuttall A.M., 2000. Run-off and drainage pattern from digital elevation models, Finsterwalderbreen, Svalbard. *Annals of Glaciology* 31: 147–152.
- Haldorsen S., Heim M., Lauritzen S.E., 1996. Subpermafrost groundwater. Western Svalbard. *Nordic Hydrology* 27: 57–68.
- Hermanowski P., Piechota A.M., Piotrowski J.A., 2006. Groundwater flow re-organization under the last Scandinavian Ice Sheet in northern Poland. *Geological Society of America – Abstracts with Programs* 38, 7: 333.
- Hermanowski P., Piotrowski J.A., 2009. Drenaż subglacjalny i jego wpływ na dynamikę lobu Odry zlodowacenia wisły. *Przegl. Geol.* 57, 6: 504–512.
- Hubbard B., Maltman A.J., 2000. Laboratory investigations of the strength, static hydraulic conductivity and dynamic hydraulic conductivity of glacial sediments. W: A.J. Maltman, B. Hubbard, M.J. Mambrey (red.), *Deformation of Glacial Materials*. Geological Society, London, *Special Publication* 176: 231–242.
- Jania J., 1997. *Glacjologia*, PWN, Warszawa.
- Jania J., Głowacki P., Bukowska-Jania E., Kolondra L., Perski Z., Pulina M., Piechota A.M., Szafraniec J., Dobiński W., Piwowar B.A., 2004. Lodowce otoczenia Hornsundu. W: A. Kostrzewski, M. Pulina, Z. Zwoliński (red.), *Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec–Poznań–Longyearbyen: 68–97.
- Jania J., Macheret Yu., Navarro F., Glazovsky A., Vasilenko E., Lapazaran J., Głowacki P., Migala K., Balut A., Piwowar B.A., 2005. Temporal changes in the radiophysical properties of a polythermal glacier in Spitsbergen. *Annals of Glaciology* 42: 125–134 .
- Kamb B., 1987. Glacier surge mechanism based on linked-cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research* 92, B9: 8083–9100.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno–zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA–10KA BP). *Dokum. Geogr.* 1: 1–82.
- Lulek A., Piotrowski J.A., 2003. Model drenażu subglacjalnego fazy poznańskiej vistulianu na obszarze Pomorza. W: R. Gołębiewski (red.), *Ewolucja pojezierzy i pobrażę południowobałtyckich u schyłku ostatniego glacjału i w holocenie*. Zakład Poligrafii Fundacji Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk: 101–109.
- Majdanowski S., 1950. Zagadnienie rynien jeziornych na Niziu Europejskim. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 2, 1: 35–122.
- Marczinek S., Piotrowski J.A., 2006. Case study: Groundwater flow under the margin of the last Scandinavians ice sheet around the Eckernförde Bay, NW Germany. W: P. Knight (red.), *Glaciers Science and Environmental Change*. Blackwell Publishing: 60–65.
- Menzies J., 2002. *Modern & past glacial environments*. Butterworth Heinemann, Oxford, Auckland, Boston, Johannesburg, Melbourne, New Delhi.
- Murray T., Dowdeswell J.A., 1992. Water throughflow and physical effects of deformation on sedimentary glacier beds. *Journal of Geophysical Research* 97, B6: 8993–9002.

- Nye J.F., 1973. Water at the bed of glacier. Symposium on the Hydrology of Glacier. *IAHS Publication* 9: 189–194.
- Pälli A., Moore J.C., Jania J., Kolondra L., Głowacki P., 2003. The drainage pattern of Hansbreen and Werenskiolbreen, two polythermal glaciers in Svalbard. *Polar Research* 22, 2: 355–371.
- Paterson W.S.B., 1994. *The physics of glaciers*. Pergamon Press.
- Piotrowski J.A., 1994. Ice flow dynamics and subglacial bed conditions during the Weichselian glaciation in Schleswig-Holstein, Northwest Germany. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 27: 141–160
- Piotrowski J.A., 1997a. Subglacial hydrology in north-western Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. *Quaternary Science Reviews* 16: 169–185.
- Piotrowski J.A., 1997b. Subglacial groundwater flow during the last glaciation in northwestern Germany. *Sedimentary Geology* 111: 217–224.
- Piotrowski J.A., 1999. Channelized subglacial drainage under soft-bedded ice sheets: evidence from small N-channels in Central European Lowland. *Geological Quarterly* 43, 2: 153–162.
- Piotrowski J.A., 2006. Groundwater under ice sheets and glaciers. W: P. Knight (red.), *Glaciers Science and Environmental Change*. Blackwell Publishing: 50–60.
- Piotrowski J.A., Tulaczyk S., 1999. Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding? *Quaternary Science Reviews* 18: 737–751.
- Piotrowski J.A., Hermanowski P., Wspanialy A., Lulek A., Munck F., Kronborg C., Rattas M., 2004. Modelling subglacial groundwater flow at the southern margin of the Scandinavian Ice Sheet: a key to understanding the ice sheet behaviour? *Workshop on Groundwater Dynamics and Global Change, Agricultural University of Norway, April 14–16 2004, Abstract*: 16.
- Piotrowski J.A., Hermanowski P., Piechota A.M., 2009. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 481–492.
- Rosa B., Karczewski A., Kozarski S., Murawski T., Rotnicki K., 1980. *Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski. Arkusz Poznań*. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Röthlisberger H., 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11: 177–203.
- Shoemaker E.M., 1986. Subglacial hydrology for an ice sheet resting on a deformable aquifer. *Journal of Glaciology* 32, 110: 20–30.
- Siegert M.J., 2001. *Ice sheets and Late Quaternary environmental change*. John Wiley, Chichester, UK.
- Szmelter J., 1980. *Metody komputerowe w mechanice*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- van Weert F.H.A., van Gijssel K., Leijnse A., Boulton G.S., 1997. The effects of Pleistocene glaciation on the geohydrological system of Northwest Europe. *Journal of Hydrology* 195: 137–159.
- Wang H.F., Anderson M.P., 1982. *Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods*. W.H. Freeman, San Francisco, California.
- Weertman J., 1972. General theory of water flow at the base of glacier or ice sheet. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 10: 287–333.
- Williams P.J., Smith M.W., 1991. *The Frozen Earth*. Cambridge University Press, Cambridge.