

## Drenaż subglacjalny i jego wpływ na dynamikę lobu Odry zlodowacenia wisły

Piotr Hermanowski<sup>1</sup>, Jan A. Piotrowski<sup>2</sup>



P. Hermanowski      J.A. Piotrowski

**Subglacial drainage and its influence on the dynamics of the Weichselian Odra lobe.**  
Prz. Geol., 57: 504–512.

*Abstract.* In this paper we have analyzed the influence of the Weichselian ice sheet advance on the groundwater system in the Odra lobe area using hydrogeological numerical modelling performed with the finite difference method. The results indicate entire re-organization of the groundwater system in relation to non-glacial times mainly affecting the flow directions, velocities and fluxes. The re-organization of groundwater flow was caused by the pressure gradient imposed by the sloping ice sheet surface especially obvious under the ice margin and some distance in front of it. Simulated groundwater flow velocities are significantly higher than the present velocities in that area while the major groundwater flow direction is to the south, i.e. opposite to the present direction. Coupling the simulation results with assumed basal melting rate suggests that only a small fraction of basal meltwater (~24%) could have drained through the bed. The surplus water likely accumulated at the ice/bed interface facilitating faster ice flow of the Odra lobe due to enhanced basal sliding and bed deformation.

**Keywords:** subglacial drainage, Odra lobe, groundwater, ice movement dynamics, Weichselian glaciation

W czasie transgresji lądolodu całkowitemu przekształceniu ulega system wód powierzchniowych (Kozarski, 1965; Starkel, 1997; Marks, 2005; Mènot i in., 2006), a jednocześnie dokonują się istotne zmiany w systemie migracji wód podziemnych na skutek wywieranego przez lód ciśnienia oraz dopływu wody powstającej z jego topnienia. W kontekście dynamiki i mechanizmu ruchu lodowców niezwykle istotne znaczenie mają więc zagadnienia hydrologii glacialnej, a zwłaszcza hydrologii powiązanej ze środowiskiem subglacjalnym (np. Hooke, 1989; Engelhardt i in., 1990; Cutler i in., 2000; Piotrowski, 2006; Boulton, 2006). Subglacjalny przepływ wód podziemnych poprzez system wzajemnych powiązań wpływa na zachowanie stabilności lodowców, odprowadzając wody powstałe na skutek topnienia bazalnego lodu (Brown i in., 1987; Breemer i in., 2002; Piotrowski i in., 2009). Niezdolność osadów podłoża lądolodu do odprowadzania wody znajdującej się na kontakcie lodowiec/podłoże może doprowadzić do powstania cienkiej warstwy wody (Walder, 1982; Alley, 1989), powodującej odspojenie lądolodu od podłoża (Piotrowski & Kraus, 1997; Arnold & Sharp, 2002; Woodward i in., 2003) i wzrost prędkości poślizgu (Piotrowski & Tulaczyk, 1999). Natomiast warunki odwrotne, gdy podłoże odprowadza dużą ilość wody ze stopy lądolodu, powodują zwiększenie kontaktu bazalnego i wzrost naprężeń ścinających w osadzie. Zwracając uwagę na duże znaczenie hydrologii glacialnej jako elementu znacząco wpływającego na prędkość awansu lądolodu, podkreśla się szczególną rolę parametrów mechanicznych, hydrogeologicznych i geotechnicznych podłoża (np. Clarke, 1987; Meer, 1997), które mogą ulegać modyfikacjom na skutek usuwania materiału drobnoziarnistego przez wodę znajdującą się pod wysokim ciś-

nieniem w stopie lądolodu (Glasser i in., 2004; Clarke, 2005). W czasie transgresji lądolodu subglacjalny system wód podziemnych ulega więc licznym modyfikacjom (Robinson i in., 2008; Piotrowski i in., 2009), których skutki przekładają się na zmienność czasową warunków panujących na kontakcie lodowiec/podłoże, pociąga to za sobą implikacje geologiczne (Piotrowski i in., 2004; Wysota, 2007).

Różnorodność oraz wzajemne oddziaływanie pomiędzy wieloma czynnikami determinującymi przepływ wód podziemnych pod lodowcami stają się w wielu przypadkach bardzo trudne do prześledzenia w sposób analityczny. W celu kompleksowego ujęcia tych oddziaływań zaczęto tworzyć, przy użyciu programów służących do numerycznego modelowania hydrogeologicznego, modele symulujące obecność lądolodu (Boulton & Dobbie, 1993). W późniejszym okresie wykazano przydatność takich modeli do częściowej rekonstrukcji zjawisk glacialnych (Boulton i in., 1995, 1996; Piotrowski, 1997a, b; Breemer i in., 2002). Celem tego opracowania jest odwzorowanie subglacjalnego drenażu wód podziemnych oraz pokazanie jego konsekwencji w odniesieniu do mechanizmów ruchu lądolodu, oparte na symulacjach numerycznych.

### Obszar badań

Obszar badań jest zlokalizowany w północno-wschodniej części Niemiec i północno-zachodniej części Polski i pokrywa się z zasięgiem lobu Odry zlodowacenia wisły (ryc. 1). Moreny czołowe wyznaczające południową granicę zasięgu lobu Odry należą do pasa moren czołowych maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej (wieku około 14,6 tys. lat; Rinterknecht i in., 2005). Sugeruje się jednak, że lob ten powstał już w momencie transgresji lądolodu na obszar Niżu Europejskiego, a w czasie zaniku lądolodu jego kształt został jedynie powtórzony i ewentualnie nieznacznie zmodyfikowany (Mojski, 2005; Hermanowski, 2007). Łuk moren czołowych wyznaczających zasięg lobu Odry jest słabiej czytelny po jego zachodniej stronie (na obszarze Niemiec), gdzie granicę lobu autorzy przyjmują

<sup>1</sup>ul. Lwowska 6/63, 41-200 Sosnowiec; p.hermanowski@yahoo.com

<sup>2</sup>Department of Earth Sciences, University of Aarhus, C.F. Møllers Allé 120, DK-8000 Århus C, Denmark; Department of Earth Sciences, University of Sheffield, Sheffield S10 2TN, UK; jan.piotrowski@geo.au.dk

od miejscowości Feldberg, a następnie przebiega ona przez Milmersdorf, Joachimsthal, Oderberg aż do granicy z Polską w miejscowości Hohenwutzen (Keilhack, 1898; Woldsted, 1931). Na obszarze Polski zapis formy lobowej jest bardziej czytelny, a jego granica przebiega przez miejscowości Moryń, Barlinek, a następnie kieruje się ku północy przez Recz aż po miejscowość Ińsko, za którą ciąg moren kontynuuje się w kierunku wschodnim (Keilhack, 1898; Karczewski, 1968). Przyjęto, że wschodnią i zachodnią granicę lobu wyznaczają linie proste, będące przedłużeniem formy lobowej w kierunku północnym aż do aktualnej linii zasięgu Morza Bałtyckiego, będącej jednocześnie granicą północną rozpatrywanego obszaru (ryc. 1). Powierzchnia tak wyznaczonego terenu badań wynosi około 18,5 tys. km<sup>2</sup>.

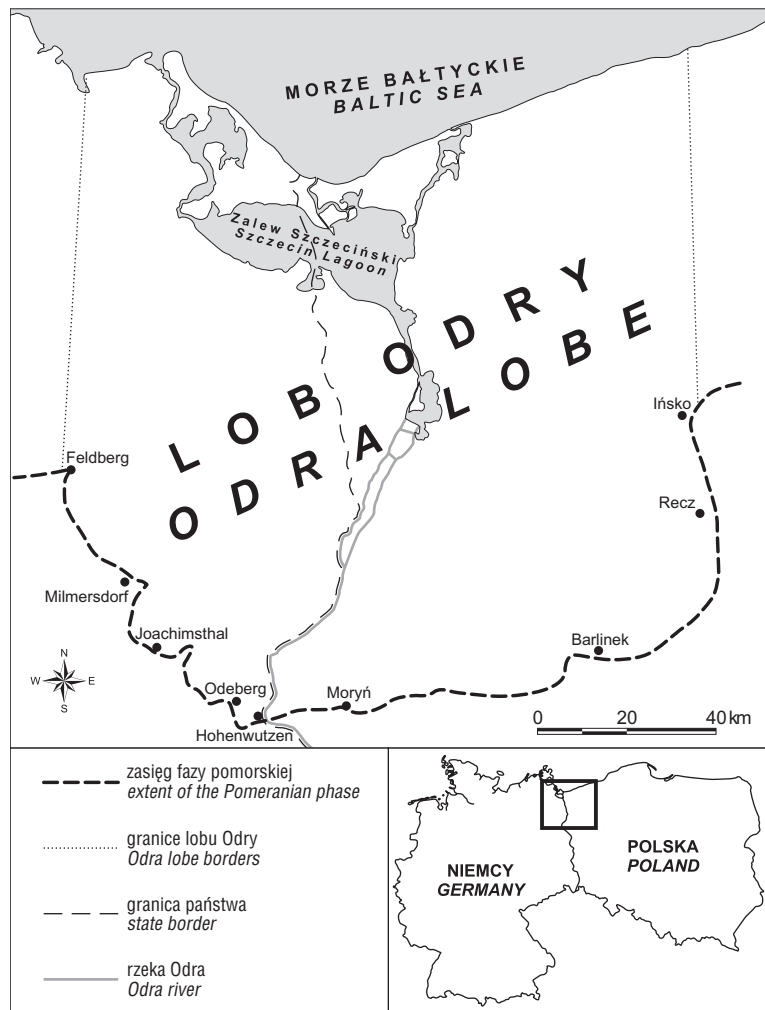
### Model numeryczny

W procesie tworzenia numerycznego modelu drenażu subglacjalnego zostały wykorzystane obszerne bazy danych otworów wiertniczych uzyskane od Niemieckich Służb Geologicznych Brandenburgii oraz Meklemburgii-Pomorza Przedniego (LBGR oraz LUNG M-V), a także Państwowego Instytutu Geologicznego. Wymienione bazy danych są źródłem informacji dotyczących litologii i hydrogeologii 5876 otworów wiertniczych przekraczających głębokość 50 m. Zgromadzone dane zostały uzupełnione informacjami pochodzącymi z 18 arkuszy niemieckich map litofacialnych w skali 1 : 50 000 (*Litofazieskarten Quartär*), 6 arkuszy polskich map geologicznych zakrytych (A) i odkrytych (B) w skali 1 : 200 000, a na niektórych obszarach dodatkowo zostały wykorzystane arkusze *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*.

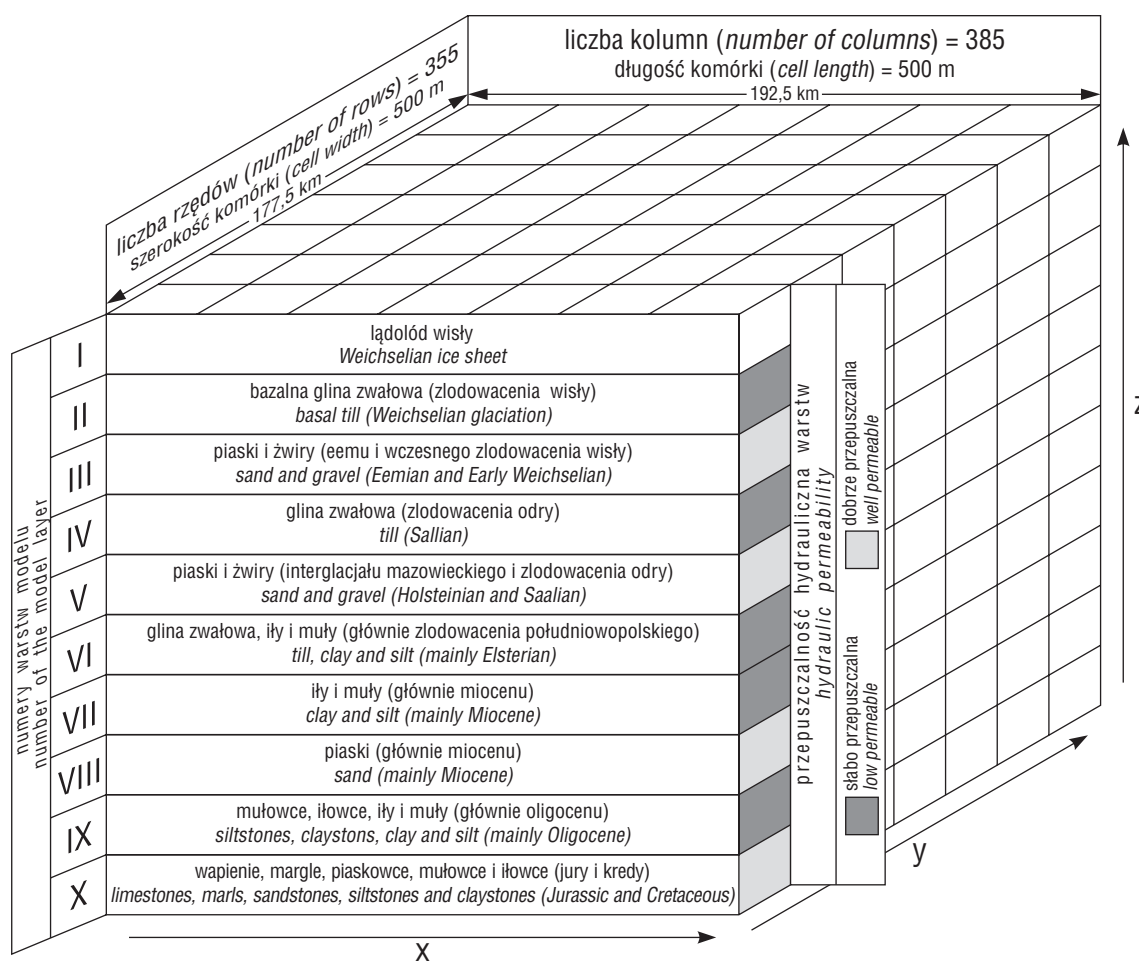
Istotnym elementem modelu koncepcyjnego jest określenie spągu modelowanego obszaru i jednocześnie przypisanie mu warunku brzegowego opisującego brak przepływu wód podziemnych, czyli wskazującego, że w warunkach naturalnych głębsza cyrkulacja wody jest minimalna i można ją pominąć. Za spąg wykonanego modelu przyjęto spąg osadów jury, sięgający na obszarze badań głębokości około 2750 m p.p.t. Poniżej osadów jury występują słabo przepuszczalne osady triasu (głównie iłowce), które w modelu koncepcyjnym przyjęto za nieprzepuszczalne. Dalsza analiza i dyskretyzacja danych doprowadziły do wydzielenia pozostałych warstw modelu, a podczas ich tworzenia i generalizacji w pierwszej kolejności zostały wzięte pod uwagę parametry hydrogeologiczne (współczynnik filtracji oraz porowatość efektywna) poszczególnych wydzielen litologicznych. Jednocześnie zwracano uwagę na przynależność stratygraficzną wydzielen litologicznych, dzięki czemu rzeczywista (warstwowa) budowa geologiczna mogła zostać odwzorowana w sposób zbliżony do stanu faktycznego. Osady młodsze od interglacjału eemskiego są reprezentowane w modelu przez glinę bazalną (Mickelson, 1973; Shaw, 1980; Kozar-

ski, 1987; Dreimanis, 1989; Górska, 1995) zlodowacenia wisły. Oznaczenie miąższości gliny bazalnej zlodowaceń plejstocenijskich jest bardzo trudne, w modelu przyjęto więc w uproszczeniu stałą miąższość równą 2 m. Podczas dobiegania miąższości warstwy opierano się na pomiarach tempa depozycji gliny bazalnej pod lodowcem Burroughs (południowo-wschodnia Alaska; Mickelson, 1973) oraz szacunkowej prędkości tempa transgresji lądolodu na obszarze nizin polskich (Stankowski, 1983). Ostatecznie zostało odwzorowanych 9 warstw reprezentujących budowę geologiczną obszaru badań oraz dodatkowa warstwa I imitująca lodowiec, w celu odwzorowania ciśnienia piezometrycznego (ryc. 2).

Odwzorowanie powierzchni spągowych poszczególnych warstw modelu wykonano na podstawie digitalizacji punktów pomiarowych (otwory wiertnicze oraz rzędne wysokościowe wydzielen litologicznych zaczerpnięte z przekrojów geologicznych), a następnie ich interpolacji. Proces interpolacji danych został wykonany metodą kriginu — jako najbardziej wiarygodną do wyznaczania powierzchni morfologicznych (Davis, 1986; Goldsztejn & Skrzypek, 2004) — połączoną z analizą wariogramu, która daje możliwość analizy trendu i eliminuje ewentualne błędy danych wejściowych (Olea, 1999). Jednocześnie każdej z warstw zostały przypisane parametry hydrogeologiczne



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



Ryc. 2. Schematyczna budowa przestrzenna numerycznego modelu drenażu subglacialnego  
Fig. 2. Schematic representation of the numerical model of subglacial drainage spatial characteristics

(tab. 1), na podstawie informacji zawartych w wielu opracowaniach (Davis, 1969; McWorter & Sunada, 1977; Freeze & Cherry, 1979; Rehm i in., 1980; Everts & Kanwar, 1993; Jones, 1993; Murray & Clarke, 1995; Domenico & Schwartz, 1998; Martin & Frind, 1998; Allred, 2000). Wyjątek stanowią warstwy wodonośne III i V, dla których zgromadzono znaczną ilość danych pozwalających na interpolację wartości współczynnika filtracji. Z uwagi na anizotropię osadów spowodowaną procesami sedymentacyjnymi (Clarke, 1987; Murray & Dowdeswell, 1992) dla wszystkich warstw przyjęto wartości pionowego współczynnika filtracji ( $k_z$ ) o rząd wielkości mniejsze niż w kierunkach poziomych ( $k_x$ ,  $k_y$ ).

Aby prześledzić funkcjonowanie systemu hydrogeologicznego podłoża lądolodu i jego przedpola, zdecydowano się przeprowadzić modelowanie numeryczne dla warunków ustalonych, panujących w okresie maksymalnego zasięgu lobu Odry w czasie fazy pomorskiej złodowacenia wisty. Modelowanie zostało wykonane przy użyciu programu *Visual MODFLOW 4.2*, który opiera się na metodzie różnic skończonych i pozwala na odwzorowanie przepływu wód podziemnych w przestrzeni trójwymiarowej. W sensie matematycznym program ten bazuje na równaniach opracowanych przez McDonalda i Harbaugh (1988), które są zmodyfikowaną wersją standardowych równań symulujących przepływ wód podziemnych (Domenico & Schwartz, 1998). Utworzona dla modelu numerycznego

siatka dyskretyzacyjna składa się z 385 kolumn i 355 wierszy, co w terenie przekłada się na bloki obliczeniowe o bokach  $500 \times 500$  m.

Zadaniem warstwy I modelu była symulacja ciśnienia wywieranego przez lodowiec na wody podziemne. Niezbędne było więc określenie miąższości lądolodu na rozpatrywanym obszarze. Estymację miąższości lądolodu można przeprowadzić na kilka sposobów (np. Shreve, 1985; Clark, 1992; Larsen i in., 1995), w tym przypadku została wykorzystana empiryczna metoda oszacowania miąższości lądolodu oparta na równaniu Orowana (1949), zgodnie z którym miąższość lodu ( $H$ ) w odległości  $L$  od jego czoła określa wzór:  $H = AL^{1/2}$ , gdzie wartość parametru  $A$  zależy od termicznych właściwości lodu i mechanicznych właściwości podłoża. Współczynnik  $A$  przyjmuje wartości od poniżej 1,0 do 4,7 (szczegóły w: Piotrowski & Tulaczyk, 1999). Gdy podłoże lądolodu jest zbudowane z osadów nieskonsolidowanych, tak jak w przypadku lobu Odry, wtedy wartość współczynnika  $A$  wynosi około 1,0 (Mathews, 1974; Colgan & Mickelson, 1997). Przeprowadzone dla rozpatrywanego obszaru analizy budowy geologicznej, ze szczególnym uwzględnieniem wodoprzewodności warstw stanowiących podłoże lądolodu oraz morfologii jego podłoża, pozwoliły na wyznaczenie dwóch różnych wartości współczynnika  $A$  — równego 1,0 w centralnej, południowej części oraz 1,3 na pozostałym obszarze. Ponieważ podłoże lądolodu nie jest powierzchnią

płaską, niezbędne jest wprowadzenie korekty topograficznej, która przyjmuje wartości dodatnie lub ujemne, zależnie od tego, czy rzędna terenu podłoża jest wyżej, czy też niżej od rzędnej terenu pod czołem lądolodu (Sauer i in., 1993). W wyniku przeprowadzonych kalkulacji uzyskana miąższość lądolodu wynosi około 400 m wzdłuż aktualnej linii zasięgu Morza Bałtyckiego i stopniowo maleje w kierunku południowym.

Wyniki dotychczasowych badań sugerują, że na obszarze Niżu Europejskiego mogło dochodzić do odspojenia lądolodu od podłoża (Piotrowski & Kraus, 1997; Piotrowski & Tulaczyk, 1999). Warunki powodujące odspojenie bazalne lądolodu są osiągane, kiedy wartość ciśnienia piezometrycznego w stopie lodu wynosi około 90% miąższości lodu (Paterson, 1994; Piotrowski & Tulaczyk, 1999). Aby odwzorować takie ciśnienie piezometryczne, dla warstwy I modelu numerycznego wprowadzono warunek brzegowy, określający stałą wartość ciśnienia równą 90% miąższości lodu. Wzdłuż północnej granicy modelowanego obszaru również została zadana stała wartość ciśnienia piezometrycznego, co pozwoliło na symulację dopływu wód podziemnych z obszaru północnego. Dla tej granicy wartość stałej wysokości zwierciadła wody, wprowadzona do wszystkich warstw modelu, jest równa wartości wysokości zwierciadła wody w danym polu zadanej dla warstwy I, a więc jest równa wysokości piezometrycznej zwierciadła wody w lodowcu.

Na przedpolu lądolodu wzdłuż wschodniej granicy, na odcinku około 30 km, dla warstw od III do IX zadano warunek brzegowy Neumana (II rodzaju; szczegóły w: Domenico & Schwartz, 1998), którego wprowadzenie umożliwia prawdopodobny odpływ wód podziemnych w kierunku wschodnim. Przepływ taki uznano za prawdopodobny z uwagi na stosunkowo bliskie położenie strefy marginalnej wyraźnie wyodrębniającej się formy lobowej.

W południowej części modelowanego obszaru została odwzorowana Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, dzięki czemu został uwzględniony wpływ rzeki (pradoliny) na przepływ wód podziemnych. Wschodnia i zachodnia granica modelu na obszarze występowania lądolodu zostały zadane jako nieprzepuszczalne, przyjęto tym samym, że nie dochodzi do wymiany wody poprzez strefę najwięk-

szego gradientu hydraulicznego determinowanego przez nachylenie powierzchni lądolodu.

### Drenaż subglacjalny

Wyniki analizy rozkładu kierunków przepływu wód podziemnych, przeprowadzonej na podstawie rezultatów modelowania numerycznego, uwidaczniają istotny wpływ ciśnienia wywieranego przez lodowiec na subglacjalny system wód podziemnych, szczególnie w warstwach od II do IX. Zarówno wysokość zwierciadła wód podziemnych, jak i ogólny kierunek ich przepływu w warstwie X obrazują raczej charakter regionalny, z nieznacznie tylko rysującym się oddziaływaniem ciśnienia wywołanego przez lądolód. Niewielki wpływ lądolodu na wodę podziemną w warstwie X należy przypisać słabo przepuszczalnej hydraulicznie warstwie IX, która zapobiega głębszemu przekazywaniu ciśnienia piezometrycznego.

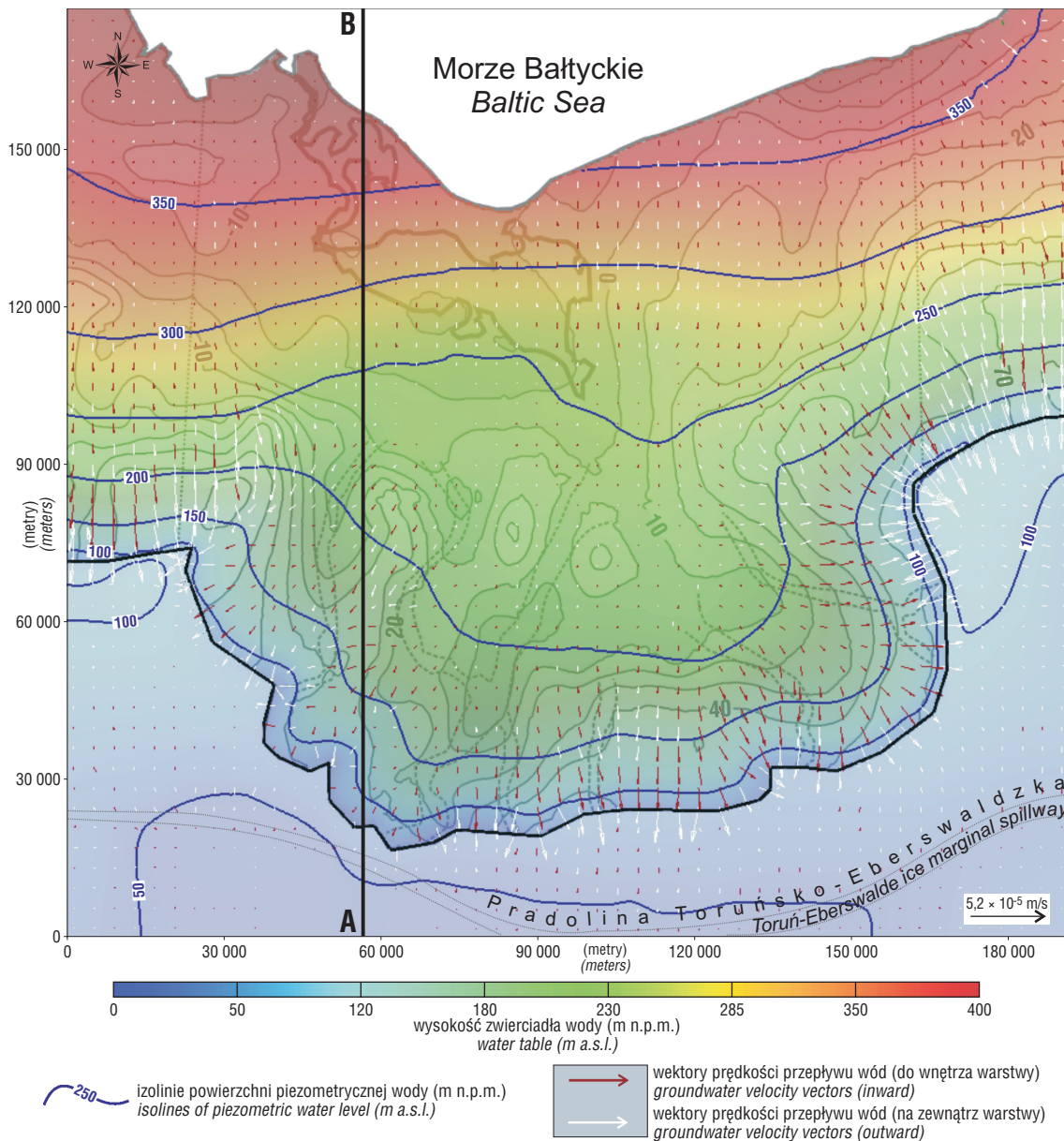
Dominujący kierunek drenażu przebiega z północy na południe, jednak na obszarze wyraźnie wyodrębniającej się części lobowej lądolodu kierunki drenażu rozkładają się promieniście, czym nawiązują do spadku miąższości lądolodu w stronę czoła (ryc. 3). Kierunki przepływu wód podziemnych w obrębie warstw słabo przepuszczalnych (warstwa II, IV, VI, VII i IX) są zgodne z kierunkami przepływów w warstwach dobrze przepuszczalnych, jednak składowa pozioma wektorów prędkości jest nieznaczna, a dominuje składowa pionowa, która jest wynikiem refrakcji linii prądu na granicy warstw o różnych wartościach współczynnika filtracji (Freeze & Witherspoon, 1967). Kierunek południowy przepływu wód podziemnych kontynuuje się także na obszarze peryglacjalnym aż do Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, należy jednak wziąć pod uwagę, że pradolina ta kształtowała się w warunkach obecności wieloletniej zmarzliny (Kozarski, 1965), a zatem model jest uproszczony.

Lokalnie kierunki przepływu odbiegają od głównego kierunku z północy na południe, ponadto występują obszary, w których dominuje przepływ pionowy w dół od stopy lądolodu, jak również obszary o przeciwnym kierunku przepływu wód podziemnych (ryc. 4 i 5). W strefie marginalnej charakterystyczny jest przepływ w górę bez-

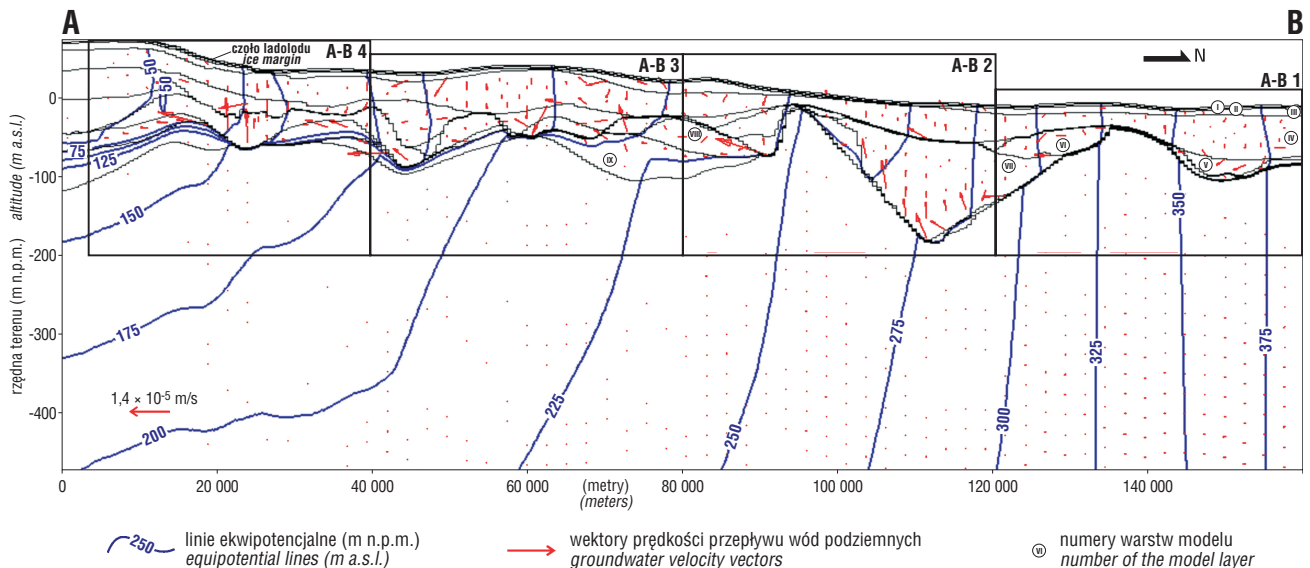
**Tab. 1. Miąższość i parametry hydrogeologiczne poszczególnych warstw modelu**

Table 1. Thickness and hydrogeological parameters of the model layers

Numer warstwy Layer no.	Średnia miąższość Average thickness [m]	Współczynnik filtracji poziomej Horizontal hydraulic conductivity [m/s]	Współczynnik filtracji pionowej Vertical hydraulic conductivity [m/s]	Porowatość efektywna Effective porosity [-]
I	warstwa imitująca lodowiec layer representing the ice sheet			
II	2,0	$2,48 \times 10^{-7}$	$2,48 \times 10^{-8}$	0,03
III	8,5	$2 \times 10^{-4} - 1 \times 10^{-3}$	$2 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-4}$	0,24-0,33
IV	25,9	$2,48 \times 10^{-7}$	$2,48 \times 10^{-8}$	0,03
V	27,6	$2 \times 10^{-4} - 1 \times 10^{-3}$	$2 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-4}$	0,24-0,33
VI	33,0	$8 \times 10^{-8}$	$8 \times 10^{-9}$	0,02
VII	39,9	$3 \times 10^{-8}$	$3 \times 10^{-9}$	0,01
VIII	25,2	$5 \times 10^{-4}$	$5 \times 10^{-5}$	0,18
IX	47,7	$2,5 \times 10^{-10}$	$2,5 \times 10^{-11}$	0,08
X	1187,4	$3 \times 10^{-5}$	$3 \times 10^{-6}$	0,12



**Ryc. 3.** Symulacja wektorów prędkości przepływu wód podziemnych oraz wysokości zwierciadła piezometrycznego w warstwie III modelu numerycznego. W tle umieszczono mapę podłoża lądolodu z głównymi dolinami subglacjalnymi (przekrój A-B zob. ryc. 4)  
**Fig. 3.** Simulated subglacial groundwater velocity vectors and potentiometric surface in layer III of the model. The background presents ice substratum and the location of major subglacial tunnel valleys (location of cross-section A-B from Fig. 4 is shown)

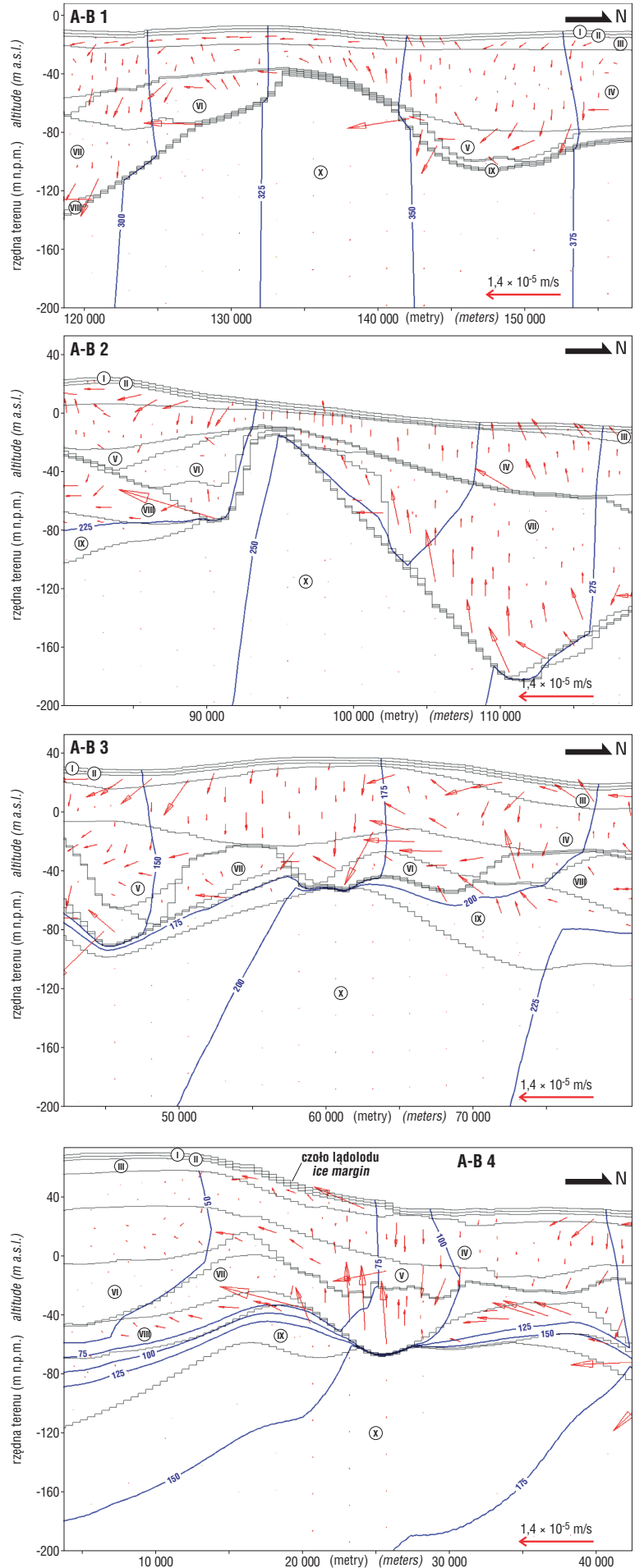


pośrednio przed czołem lądolodu, powodowany przejściem z obszaru o podwyższonym ciśnieniu piezometrycznym pod lądolodem do obszaru o ciśnieniu atmosferycznym na jego przedpolu.

Rozkład prędkości drenażu wód podziemnych świadczy o roli warstw dobrze przepuszczalnych (warstwy III, V i VIII). W tych warstwach maksymalne wartości prędkości przepływu przewyższają o rząd wielkości wartości notowane w warstwach słabo przepuszczalnych. Najwyższa prędkość przepływu występuje w warstwie III i wynosi  $5,2 \times 10^{-5}$  m/s, podczas gdy wartość najniższa występuje w warstwie IX i wynosi  $2,3 \times 10^{-7}$  m/s. Wysokie wartości maksymalne prędkości przepływu charakteryzują także warstwy V i VIII, w których wynoszą odpowiednio  $3,2 \times 10^{-5}$  m/s oraz  $4,8 \times 10^{-5}$  m/s. Istotny wzrost prędkości w obrębie poszczególnych warstw zaznacza się w strefie marginalnej lądolodu, o szerokości około 10 km, podczas gdy wartości najniższe występują w centralnej części lobu, co jest wynikiem niskiej wartości spadku hydraulicznego, nawiązującego do odwzorowanej miąższości lądolodu w tej części modelowanego obszaru. Lokalnie obserwowane wzrosty prędkości przepływu w warstwach III oraz V są w dużej mierze wynikiem zmian wartości współczynnika filtracji w obrębie tych warstw.

### Bilans przepływu wód

Bilans przepływu subglacjalnych wód podziemnych na modelowanym obszarze wykazuje, że na przedpolu lądolodu jest drenowane około  $19 \text{ m}^3/\text{s}$  ze wszystkich warstw modelu (ryc. 6). Dominującą rolę odgrywa tu warstwa V dzięki wysokim parametrom hydraulicznym oraz miąższości znacznie większej od warstwy III, co pozwala na odprowadzanie na przedpolu lądolodu około  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  wody. Dopływ wód

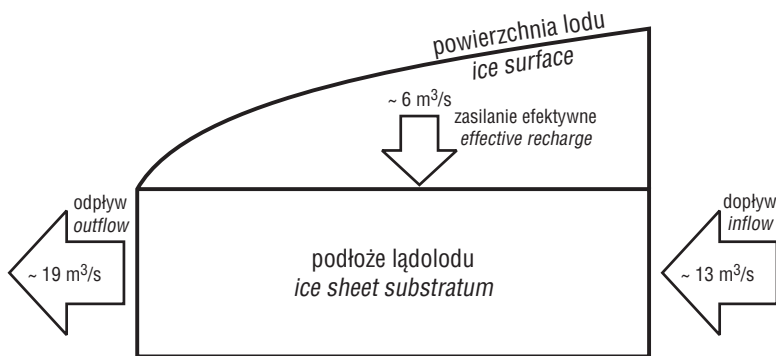


←  
**Ryc. 4.** Symulacja wektorów prędkości przepływu subglacjalnych wód podziemnych oraz rozkład linii ekwipotencjalnych na przekroju zorientowanym północ-południe według modelu numerycznego (lokalizacja na ryc. 3)

**Fig. 4.** Simulated subglacial groundwater flow velocity vectors and equipotential lines along a N-S transect through the numerical model area (location in Fig. 3)

→  
**Ryc. 5.** Szczegółowy obraz subglacjalnych warunków hydrogeologicznych z ryc. 4

**Fig. 5.** Close-ups of subglacial hydrogeological conditions from Fig. 4



**Ryc. 6.** Bilans przepływu wód podziemnych w podłożu lądolodu na podstawie modelu numerycznego

**Fig. 6.** Subglacial groundwater budget based on the numerical model

podziemnych od strony północnej, a więc dopływ spowodowany wprowadzeniem na tej granicy warunku brzegowego określającego stałą wartość ciśnienia, wynosi około  $13 \text{ m}^3/\text{s}$ , przy czym największa ilość wód podziemnych zasila warstwę X (około  $10 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Zbilansowanie ilości wód wpływających do modelowanego obszaru z ilością wód wypływających uwzględnia wartość około  $6 \text{ m}^3/\text{s}$ , która zasila obszar jako woda przedostająca się spod stopy lądolodu w głąb ośrodka skalnego.

Istotnym czynnikiem zasilającym w wodę środowisko subglacjalne jest topnienie bazalne, które jest powodowane głównie dopływem ciepła geotermalnego i ciepłem powstałym w wyniku tarcia lądolodu o podłoże (Paterson, 1994; Hooke, 2005). W symulacjach przeprowadzonych dla Niżu Europejskiego Boulton i in. (1995) sugerowali, że topnienie bazalne lodu może maksymalnie przyjmować wartość  $30 \text{ mm}/\text{rok}$ , podczas gdy Piotrowski (1997b) zakładał wartość  $36 \text{ mm}/\text{rok}$ . W obliczeniach bilansu przyjęto wartość topnienia bazalnego za Piotrowskim (1997b), która nawet jeśli jest wartością zbyt wysoką, to w pewnym stopniu rekompensuje pominięty tutaj dopływ wód pochodzących z ablacji powierzchniowej, a który może występować nawet na obszarach, gdzie miąższość lodu znacznie przewyższa oszacowaną miąższość lodu w lobie Odry (Zwally i in., 2002).

Opierając się na przyjętej wartości topnienia bazalnego  $36 \text{ mm}/\text{rok}$ , możemy przyjąć, że jego całkowita wartość na obszarze badań wynosi około  $26 \text{ m}^3/\text{s}$ , a więc ponad czterokrotnie więcej niż wielkość zasilania podłoża w wodę określonego przez modelowanie. Nadwyżka w wysokości około  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  była zapewne odprowadzana na przedpolu lądolodu na kontakcie lodowiec/podłoże poprzez system kanałów subglacjalnych, licznie występujących na terenie lobu Odry, lub częściowo podczas wyjątkowych zdarzeń glacialnych zasilała system krążenia inglacjalnego lub supraglacjalnego (Meier, 1989).

### Mechanizmy ruchu lądolodu

Analizując kierunki przepływu subglacjalnych wód podziemnych, można zauważyć, że na przeważającej części obszaru dominuje zasilanie podłoża lądolodu. Niemniej jednak, jak wynika z bilansu przepływu wód podziemnych, jedynie około 24% wód pochodzących z topnienia bazalne-

go mogło być drenowane na przedpolu lądolodu jako woda podziemna, a zatem pomimo odprowadzania wody w podłoże, w stopie lodowca tworzyła się najprawdopodobniej cienka warstwa wody. Pojawienie się takiej warstwy jest równoznaczne z występowaniem w stopie lądolodu ciśnienia równoważącego ciśnienie lodu (Walder, 1982) i odspojeniem stopy od podłoża (Arnold & Sharp, 2002; Woodward i in., 2003), co powoduje znaczny wzrost poślizgu bazalnego, a tym samym tempa transgresji (Alley, 1989; Iverson i in., 1995). Jeśli natomiast lokalnie dochodziło do zwiększenia infiltracji wody spod stopy lądolodu w podłoże, to w takich warunkach lód przylegał silnie do podłoża. Powodowało to jednocześnie wzrost naprężeń ścinających, co mogło prowadzić do dysjunktywnych deformacji glaciektonicznych (Boulton, 2006). Osady subglacjalne mogły również ulegać deformacji ciągłej w wyniku podwyższonego ciśnienia wody porowej, a więc obniżenia wytrzymałości osadu na ścinanie (Clarke, 1987; Tulaczyk i in., 2000; Wysota, 2007) tam, gdzie wody podziemne dopływały do stopy lądolodu z podłoża. Przykłady takich deformacji były opisywane na obszarze stargardzkiego pola drumlinowego, na którym ich głębokość sięga  $6,5 \text{ m p.p.t.}$  (Rachlewicz, 2001).

Przeciwnie nachylenie powierzchni podłoża lądolodu w stosunku do kierunku jego transgresji, szczególnie zaznaczające się w części marginalnej, znacznie utrudniało drenaż wód na przedpolu lądolodu, co mogło prowadzić do akumulacji wody w zbiornikach subglacjalnych (Clarke, 2005), potencjalnie tworzących się w niedalekiej odległości od czoła lądolodu, oraz w przestrzeni porowej gliny subglacjalnej ulegającej dylatacji (Hooke & Jennings, 2006). Jak sugerował Piotrowski (1994) dla obszaru północno-zachodnich Niemiec, retencja wody pod stopą lądolodu mogła dokonywać się także w niecce Bałtyku, z uwagi na korzystne warunki rzeźby podłoża. Brak zapisu geologicznego i geomorfologicznego wskazującego na retencję wody subglacjalnej uniemożliwia jednoznaczne wskazanie tych obszarów. Dodatkowym czynnikiem wpływającym na bazalną retencję wody mogła być obecność wieloletniej zmarzliny (*permafrostu*), która powodując przymarzanie strefy marginalnej lądolodu do podłoża utrudniała tym samym drenaż z obszarów położonych dalej pod lodem (Piotrowski, 1994).

Odprowadzanie wody zgromadzonej na kontakcie lodowiec/podłoże mogło następować w wyniku nagłych wypływów, podobnie jak to sugerowano na innych obszarach zlodowaceń plejstocenijskich (Beaney & Shaw, 2000; Cutler i in., 2002), a także opisywano w rejonach obecnie objętych zlodowaczeniem (Rushmer, 2006). Gromadzenie wody na kontakcie lodowca z podłożem, a następnie jej odprowadzanie ma duże znaczenie dla stabilności lądolodu (Peters i in., 2007), jednocześnie jest dowodem niewydolności hydraulicznej osadów podłoża do odsączania całości wody ze stopy lądolodu. Uwalnianie retencjonowanej pod stopą lądolodu wody prowadziło do utworzenia skanalizowanego systemu drenażu subglacjalnego wyraźnie zana-

czonego we współczesnej rzeźbie terenu lobu Odry (Karczewski, 1967; 1968), podobnie jak to sugerowano dla rozległego lobu Des Moines w południowej części lądolodu laurentyńskiego (Patterson, 1997). Powstanie rynien subglacialnych powodowało obniżenie ciśnienia wody w podłożu i zwiększenie kontaktu bazalnego, a więc stabilizację lądolodu. Dodatkowym elementem świadczącym o wykształceniu się kanałów subglacialnych w końcowym okresie transgresji lobu Odry jest fakt, że przecinają one wszystkie formy subglacialne, w tym drumliny.

### Wnioski

Wyniki symulacji sugerują, że w rezultacie transgresji lobu Odry dokonała się całkowita reorganizacja systemu hydrogeologicznego, z uwzględnieniem zarówno kierunków, jak i prędkości przepływu wód podziemnych, które kilkakrotnie przewyższały wartości obecnie notowane na tym obszarze. Dominujący stał się południowy kierunek drenażu, a drenaż znacznej ilości wód podziemnych znajdujących się pod wysokim ciśnieniem hydrostatycznym odbywał się na przedpolu lądolodu, w niewielkiej odległości od jego czoła. Z uwagi na niezdolność osadów podłoża lądolodu do odprowadzania wody z topnienia bazalnego należy uznać, że dominującym mechanizmem ruchu lądolodu był jego poślizg po podłożu dzięki obecności cienkiej warstwy wody. Lokalnie, na obszarach gdzie woda podziemna dopływała do stopy lądolodu z podłoża (jak np. na terenie stargardzkiego pola drumlinowego), istotną składową ruchu lądolodu były deformacje ciągłe podłoża. Rozwój kanałowego systemu drenażowego u schyłku transgresji, w efekcie prowadzący do stabilizacji lądolodu, mógł być poprzedzony retencją wody pod stopą, podobnie jak to ma miejsce pod lądolodem Antarktydy (Peters i in., 2007).

Autorzy dziękują Ministerstwu Nauki i Szkolnictwa Wyższego (projekt badawczy nr 2 P04E 045 28), FNU (grant nr 272-06-0450) i Unii Europejskiej (grant MELA, kontrakt MTKD-CT-2004-003108) za pomoc w finansowaniu badań oraz prof. Jackowi Jani, prof. Wojciechowi Wysocie, prof. Leszkowi Marksowi, prof. Andrzejowi Kowalczykowi, prof. Leszkowi Kasprzakowi i dr. Andrzejowi Piotrowskiemu za konsultacje i dyskusje. Dziękujemy także Niemieckim Służbom Geologicznym Meklemburgii-Pomorza Przedniego (LUNG M-V) i Brandenburgii (LBGR), a w szczególności prof. Ralfowi-Otto Niedermeyerowi i dr. Wernerowi Stackebrandtowi, za przekazanie obszernej bazy danych otworów geologicznych i arkuszy map litofacjalnych.

### Literatura

ALLEY R.B. 1989 — Water-pressure coupling of sliding and bed deformation: II. Velocity-depth profiles. *J. Glaciol.*, 35: 119–129.  
 ALLRED B.J. 2000 — Survey of fractured glacial till geotechnical characteristics: Hydraulic conductivity, consolidation, and shear strength. *Ohio J. Sci.*, 100: 63–72.  
 ARNOLD N. & SHARP M. 2002 — Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modeling the coupling between ice sheet flow and hydrology. *Quat. Sci. Rev.*, 21: 485–502.  
 BEANEY C.L. & SHAW J. 2000 — The subglacial geomorphology of southeast Alberta: evidence for subglacial meltwater erosion. *Can. J. Earth Sci.*, 37: 51–61.

BOULTON G.S. 2006 — Glaciers and their coupling with hydraulic and sedimentary processes. [In:] Knight P.G. (ed.) *Glacier science and environmental change*. Blackwell Publishing, Oxford: 2–33.  
 BOULTON G.S., CABAN P.E. & VAN GIJSSEL K. 1995 — Groundwater flow beneath ice sheet: Part 1 — large scale patterns. *Quat. Sci. Rev.*, 14: 545–563.  
 BOULTON G.S., CABAN P.E., VAN GIJSSEL K., LEIJNSE A., PUNKARI M. & VAN WEERT F.H.A. 1996 — The impact of glaciation on the groundwater regime of Northwest Europe. *Glob. Planet. Change*, 12: 397–413.  
 BOULTON G.S. & DOBBIE K.E. 1993 — Consolidation of sediments by glaciers: relations between sediment geotechnics, soft-bed glacier dynamics and subglacial ground-water flow. *J. Glaciol.*, 39: 26–44.  
 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 N.E., HALLET B. & BOOTH D.B. 1987 — Rapid soft bed sliding of the Pudget Glacial Lobe. *J. Geophys. Res.*, 92 (B9): 8985–8997.  
 CLARK P.U. 1992 — Surface form of the southern Laurentide Ice Sheet and its implications to ice-sheet dynamics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106: 304–314.  
 CLARKE G.K.C. 1987 — Subglacial till: A physical framework for its properties and processes. *J. Geophys. Res.*, 92 (B9): 9023–9036.  
 CLARKE G.K.C. 2005 — Subglacial processes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33: 247–276.  
 COLGAN P.M. & MICKELSON D.M. 1997 — Genesis of streamlined landforms and flow history of the Green Bay Lobe, Wisconsin, USA. *Sediment. Geol.*, 111: 7–25.  
 CUTLER P.M., COLGAN P.M. & MICKELSON D.M. 2002 — Sedimentological evidence for outburst flood from the Laurentide Ice Sheet margin in Wisconsin, USA: implications for tunnel-channel formation. *Quat. Int.*, 90: 23–40.  
 CUTLER P.M., MACAYEAL D.R., MICKELSON D.M., PARIZEK B.R. & COLGAN P.M. 2000 — A numerical investigation of ice-lobe-permafrost interaction around the southern Laurentide ice sheet. *J. Glaciol.*, 46: 311–325.  
 DAVIS J.C. 1986 — *Statistic and data analysis in geology*. Wiley, New York.  
 DAVIS S.N. 1969 — Porosity and permeability of natural materials. [In:] De Wiest R.J.M. (ed.) *Flow through porous media*. Academic Press, New York: 54–89.  
 DOMENICO P.A. & SCHWARTZ F.W. 1998 — *Physical and chemical hydrogeology*. 2<sup>nd</sup> ed. Wiley, New York.  
 DREIMANIS A. 1989 — Tills: their genetic terminology and classification. [In:] Goldthwait R.P. & Martsch C.L. (eds.) *Genetic classification of glaciogenic deposits*. Balkema, Rotterdam: 1117–1184.  
 ENGELHARDT H., HUMPHREY N., KAMB B. & FAHNSTOCK M. 1990 — Physical conditions at the base of a fast moving Antarctic ice stream. *Science*, 248: 57–59.  
 EVERTS C.J. & KANWAR R.S. 1993 — Effect of purging on hydraulic conductivity measured in piezometers installed in an aquitard. *J. Sci. Hydrol.*, 38: 89–101.  
 FREEZE R.A. & CHERRY J.A. 1979 — *Groundwater*. Prentice Hall, London.  
 FREEZE R.A. & WITHERSPOON P.A. 1967 — Theoretical analysis of groundwater flow. II: Effect of water table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resour. Res.*, 3: 623–634.  
 GLASSER S., ETIENNE J.L., HAMBREY M.J., DAVIS J.R., WATERS R.A. & WILBY P.R. 2004 — Glacial meltwater erosion and sedimentation as evidence for multiple glaciation in west Wales. *Boreas*, 33: 224–237.  
 GOLDSZTEJN P. & SKRZYPEK G. 2004 — Wykorzystanie metod interpolacji do numerycznego kreślenia map powierzchni geologicznych na podstawie nieregularnych danych. *Prz. Geol.*, 52: 233–236.  
 GÓRSKA M. 1995 — Właściwości i cechy diagnostyczne bazalnych glin morenowych vistulianu, jako wyraz dynamiki środowiska depozycyjnego ostatniego lądolodu na Nizinie Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, 46: 29–62.  
 HERMANOWSKI P. 2007 — Morfologia osadów podłoża zlodowacenia Wisły na obszarze polskiej części lobu Odry. *Prz. Geol.*, 55: 133–139.  
 HOOKE R.LEB. 1989 — Englacial and subglacial hydrology — a qualitative review. *Arct. Alp. Res.*, 21: 221–233.  
 HOOKE R.LEB. 2005 — *Principles of glacier mechanics*. Cambridge University Press, Cambridge.



- HOOKE R.LEB. & JENNINGS C.E. 2006 — On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. *Quat. Sci. Rev.*, 25: 1364–1372.
- IVERSON N.R., HANSON B., HOOKE R.L. & JANSSON P. 1995 — Flow mechanism of glaciers on soft beds. *Science*, 267: 80–81.
- 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.
- KARCZEWSKI A. 1967 — Terasa kemowa w rynnice jezior bańskich. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 19: 1631–1669.
- KARCZEWSKI A. 1968 — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśluborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Komis. Geogr. Geol. PTPN*, 8: 1–106.
- KEILHACK K. 1898 — Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. *J. Preuss. Geol. Land. Bergakad.*, 19: 90–152.
- KOZARSKI S. 1965 — Zagadnienia drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części Pradoliny Noteci–Warty. *Pr. Komis. Geogr. Geol. PTPN*, 5: 1–97.
- KOZARSKI S. 1987 — Depositional models and ice-front dynamics in northwestern Poland: a methodological approach. *Geogr. Pol.*, 53: 43–51.
- LARSEN E., SANDVEN R., HEYERDAHL H. & HERNES S. 1995 — Glacial geological implications of preconsolidation value in sub-till sediments at Skorgens, western Norway. *Boreas*, 24: 37–46.
- MARKS L. 2005 — Pleistocene river system in the southern peribaltic area as indication of interglacial sea level changes in the Baltic Basin. *Quat. Int.*, 130: 43–48.
- MARTIN P.J. & FRIND E.O. 1998 — Modeling a complex multi-aquifer system: The Waterloo Moraine. *Ground Water*, 36: 679–690.
- MATHEWS W.H. 1974 — Surface profiles of the Laurentide ice sheet in its marginal areas. *J. Glaciol.*, 13: 37–43.
- MCDONALD M.G. & HARBAUGH A.W. 1988 — A modular three-dimensional finite-difference ground-water model. *U.S. Geol. Surv. Tech. Water-Res. Inv.*, 6 (A1): 1681–1700.
- McWORTER D.B. & SUNADA D.K. 1977 — Ground-water hydrology and hydraulics. *Water Resources Publications*, Fort Collins, Colo.
- MEER J.J.M. VAN DER 1997 — Particles and aggregate mobility in till: microscopic evidence of subglacial processes. *Quat. Sci. Rev.*, 16: 827–831.
- MEIER M.F. 1989 — Relationship between water input, basal water pressure, and sliding of Columbia Glacier, Alaska, U.S.A. *Ann. Glaciol.*, 12: 214–215.
- MÉNOT G., BARD E., ROSTEK F., WEIJERS J.W.H., HOPMANS E.C., SCHOUTEN S. & DAMSTÉ S. 2006 — Early reactivation of European rivers during the last glaciation. *Science*, 313: 1623–1625.
- MICKELSON D.M. 1973 — Nature and rate of basal till deposition in a stagnating ice mass, Borroughs Glacier, Alaska. *Arct. Alp. Res.*, 5: 17–27.
- MOJSKI J.E. 2005 — Ziemia polskie w czwartorzędzie. *Zarys morfogenezy*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MURRAY T. & CLARKE G.K.C. 1995 — Black-box modelling of the subglacial water system. *J. Geophys. Res.*, 100 (B6): 10231–10245.
- MURRAY T. & DOWDESWELL J.A. 1992 — Water throughflow and physical effects of deformation on sedimentary glacier beds. *J. Geophys. Res.*, 97 (B6): 8993–9002.
- OLEA R.A. 1999 — *Geostatistics for engineers and Earth Scientists*. Kluwer Academic Publishers, Boston.
- OROWAN E. 1949 — Remarks at joint meeting of the British Geological Society, the British Rheologists Club and the Institute of Metals. *J. Glaciol.*, 1: 231–236.
- PATERSON W.S.B. 1994 — *The physics of glaciers*. Elsevier, Oxford.
- PATTERSON C.J. 1997 — Southern Laurentide ice lobes were created by ice streams: Des Moines lobe in Minnesota, USA. *Sediment. Geol.*, 111: 249–261.
- PETERS L.E., ANANDAKRISHNAN S., ALLEY R.B. & SMITH A.M. 2007 — Extensive storage of basal meltwater in the onset region of major West Antarctic ice stream. *Geology*, 35: 251–254.
- PIOTROWSKI J.A. 1994 — Tunnel-valley formation in northwest Germany — geology, mechanisms of formation and subglacial bed condition for the Bornhöved tunnel valley. *Sediment. Geol.*, 89: 107–141.
- PIOTROWSKI J.A. 1997a — Subglacial groundwater flow during the last glaciation in northwestern Germany. *Sediment. Geol.*, 111: 217–224.
- PIOTROWSKI J.A. 1997b — Subglacial hydrology in north-western Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrogeological cycle. *Quat. Sci. Rev.*, 16: 169–185.
- PIOTROWSKI J.A. 2006 — Groundwater under ice sheets and glaciers. [In:] Knight P.G. (ed.) *Glacier science and environmental change*. Blackwell Publishing, Oxford: 50–59.
- 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 Surf. Process. Landf.*, 34: 481–492.
- PIOTROWSKI J.A. & KRAUS A.M. 1997 — Response of sediments to ice-sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier-bed stability. *J. Glaciol.*, 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. *Quat. Sci. Rev.*, 23: 993–1000.
- PIOTROWSKI J.A. & TULACZYK S. 1999 — Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding? *Quat. Sci. Rev.*, 18: 737–751.
- RACHLEWICZ G. 2001 — Deformations of deposits at the slope of a drumlinoid form. [In:] Piotrowski J.A. & Wysota W. (eds.) *Drumlins: The unsolved problem*. 6<sup>th</sup> International Drumlin Symposium, June 17–23, 2001. *Field Excursion Guidebook*. Wyd. UMK, Toruń: 81–82.
- REHM B.W., GROENEWOLD G.H. & MORIN K.A. 1980 — Hydraulic properties of coal and related materials, Northern Great Plains. *Ground Water*, 18: 551–561.
- RINTERKNECHT V.R., MARKS L., PIOTROWSKI J.A., RAISBECK G.M., YIOU F., BROOK E.J. & CLARK P.U. 2005 — Cosmogenic <sup>10</sup>Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland. *Boreas*, 34: 186–191.
- ROBINSON Z.P., FAIRCHILD I.J. & RUSSELL A.J. 2008 — Hydrogeological implications of glacial landscape evolution at Skeiðarársandur, SE Iceland. *Geomorphology*, 97: 218–236.
- RUSHMER E.L. 2006 — Sedimentological and geomorphological impacts of the jökulhlaup (glacial outburst flood) in January 2002 at Kverkfjöll, northern Iceland. *Geograf. Ann.*, 88A: 43–53.
- SAUER E.K., EGELAND A.K. & CHRISTIANSEN E.A. 1993 — Preconsolidation of till and inter clays by glacial loading in southern Saskatchewan, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 30: 420–433.
- SHAW J. 1980 — Application of present-day glacial processes to the interpretation of ancient tills. [In:] Stankowski W. (ed.) *Tills and glaciogenic deposits*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 49–55.
- SHREVE R.L. 1985 — Late Wisconsin ice-surface profile calculated from esker paths and types, Katahdin esker system, Maine. *Quat. Res.*, 23: 27–37.
- STANKOWSKI W. 1983 — Selected aspects of the dynamics of an ice sheet as exemplified by the Vistulian glaciation (a discussion). *Quaestiones Geogr.*, 9: 137–144.
- STARKE L. 1997 — The evolution of fluvial system in the Upper Vistulian and Holocene in the territory of Poland. *Landf. Anal.*, 1: 7–18.
- TULACZYK S., KAMB W.B. & ENGELHARDT H.F. 2000 — Basal mechanics of Ice Stream B, West Antarctica. 1. Till mechanics. *J. Geophys. Res.*, 105(B9): 463–481.
- WALDER J.S. 1982 — Stability of sheet flow of water beneath temperature glaciers and implications for glacier surging. *J. Glaciol.*, 28: 273–293.
- WOLDSTED P. 1931 — Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netz-Warte Urstromtales. *J. Preuss. Geol. Land.*, 52: 59–67.
- WOODWARD J., MURRAY T., CLARKE R.A. & STUART G.W. 2003 — Glacier surge mechanisms inferred from ground-penetrating radar: Kongsvegen, Svalbard. *J. Glaciol.*, 49: 473–480.
- WYSOTA W. 2007 — Successive subglacial depositional processes as interpreted from basal tills in the Lower Vistula valley (N Poland). *Sediment. Geol.*, 193: 21–31.
- ZWALLY H.J., ABDALATI W., HERRING T., LARSON K., SABA J. & STEFFEN K. 2002 — Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*, 297: 218–222.

Praca wpłynęła do redakcji 12.11.2008 r.

Po recenzji akceptowano do druku 5.03.2009 r.