



You have downloaded a document from
RE-BUŚ
repository of the University of Silesia in Katowice

Title: Powodzie lodowcowe na Pomorzu : zapis morfometrii powierzchni sandrowych

Author: Joanna Szafraniec

Citation style: Szafraniec Joanna. (2008). Powodzie lodowcowe na Pomorzu : zapis morfometrii powierzchni sandrowych. "Landform Analysis" (Vol. 8 (2008), s. 73-77).



Uznanie autorstwa - Użycie niekomercyjne - Bez utworów zależnych Polska - Licencja ta zezwala na rozpowszechnianie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie w celach niekomercyjnych oraz pod warunkiem zachowania go w oryginalnej postaci (nie tworzenia utworów zależnych).



UNIwersYTET ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

Powodzie lodowcowe na Pomorzu – zapis w morfometrii powierzchni sandrowych

Joanna Szafraniec*

Uniwersytet Śląski, Katedra Geomorfologii, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Wprowadzenie

Powódź lodowcowa to jedno ze zjawisk o największym potencjale morfotwórczym i niezwykle istotne w skutkach dla życia i działalności człowieka. Stąd jest przedmiotem licznych badań na całym świecie, zarówno w obszarach występowania współczesnych lodowców (np. islandzkie jökulhlaup), jak i w poszukiwaniu analogii w wydarzeniach plejstoceniowych, takich jak spływ Glacial Lake Agassiz lub Glacial Lake Missoula, powódź w północnej części Eurazji czy powódź, która doprowadziła do powstania Kanału La Manche (Gupta i in. 2007). Obszerny przegląd literatury w tym zakresie można znaleźć m.in. w publikacjach Bakera i in. (1988) oraz Martiniego i in. (2002).

Wśród głównych czynników wywołujących zjawisko powodzi lodowcowych wymienia się intensywne opady deszczu, niestabilność drenażu podlodowcowego (m.in. spowodowana zjawiskiem szarży lodowcowej; por. Jania 1997), spływ jezior zaporowych (szczegółowy opis mechanizmów wyzwolenia spływów jezior i ich charakterystykę zawiera publikacja Tweed i Russella 1999), wybuch wulkanu, wpływ ciepła geotermalnego, zjawisko fenowe i in. Niezależnie jednak od przyczyny, powódź lodowcowa w większości przypadków ma charakter katastrofalny, tzn. następuje istotne przeobrażenie rzeźby przedpola lodowca. Jej wyraźną cechą jest spłaszczenie powierzchni, rozmycie wcześniejszych form i osadów oraz powstanie charakterystycznych jej struktur typu megaripplemarki (z ang. giant ripplemarks), których liczne przykłady opisane są m.in. we wspomnianej wcześniej literaturze¹.

* e-mail: jszafran@wnoz.us.edu.pl

Autorka obecność takich struktur stwierdza również dla współczesnego przedpola Skeiðarárjökull (Islandia), o czym w dalszej części. Megaripplemarki są związane właśnie z katastrofalnymi przepływami, a Zieliński (1993) dla Polski północno-wschodniej rozpoznaje je w osadach charakterystycznych dla litotypów proksymalnych głębokich koryt sandrowych (ale już w pewnym oddaleniu od lądolodu), z reguły zwirowodennych, z wysokoenergetycznymi przepływami (względnie zrównoważonymi).

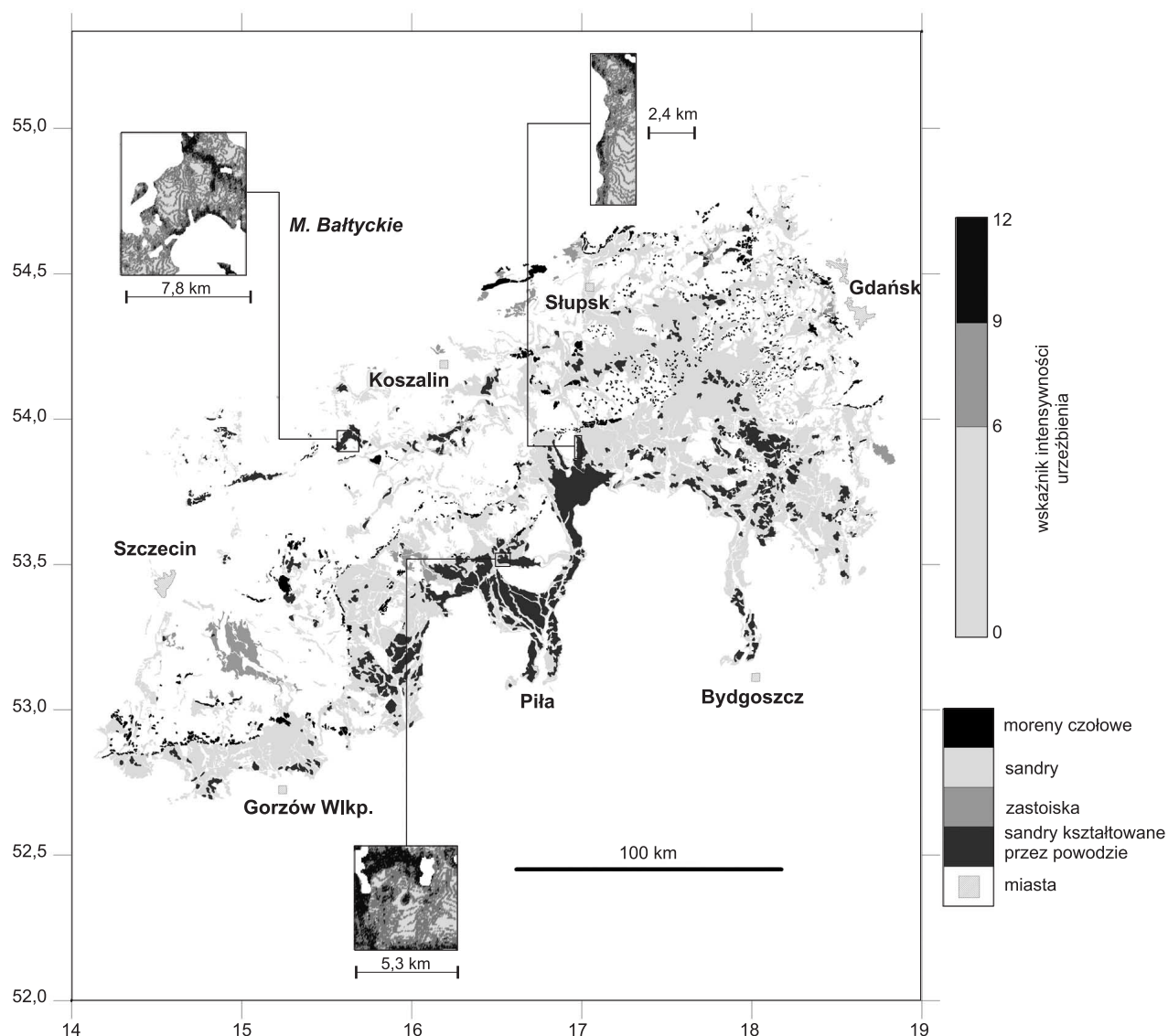
Wspomniane cechy morfometryczne zostały uznane za przewodnie dla rozpoznania stref potencjalnego występowania powodzi lodowcowych na Pomorzu podczas fazy pomorskiej zlodowacenia wiśły, co było głównym celem tego opracowania.

Obszar badań i zastosowane metody

Do analizy wybrano powierzchnie sandrowe fazy pomorskiej zlodowacenia wiśły (ryc. 1). Na Pomorzu zajmują one rozległe obszary południowego skłonu garbu pojeziernego (Galon 1972), który w dużej mierze nadbudowany jest osadami moren czołowych maksymalnego zasięgu tej fazy. Ponadto powierzchnie sandrowe występują także na zapleczu moren czołowych i wiążą się z kolejnymi oscylacjami fazy pomorskiej.

W pracy tej wykorzystano numeryczny model terenu (NMT) z Wojskowego Ośrodka Geodezji i Teledetekcji (w formacie DTED, level 2, 2001) oraz

¹ Wiele zdjęć przedstawiających plejstoceniowe megaripplemarki jest dostępnych w internecie, np. fot. D.A. Rahma http://earthweb.ess.washington.edu/EPIC/Geologic/Icesheets1/pages/44.EP_0049_DR_IG_44.htm albo widoczne na obrazach satelitarnych w przeglądarce Google Earth (np. dla współrzędnych 47°30'36"φN, 114°34'51"λW i wys. ok. 6451ft).



Ryc. 1. Rozmieszczenie sandrów kształtowanych przez powódzie lodowcowe podczas fazy pomorskiej zlodowacenia wiśły, Pomorze (Polska NW) (na podstawie NMT z Wojskowego Ośrodka Geodezji i Teledetekcji 2001 oraz map geologicznych pod red. Mojskiego 1974–1981); w ramach zaprezentowano zróżnicowanie intensywności urzeźbienia wybranych sandrów z widocznymi strukturami powierzchni typu mega ripplemarki

„Mapę geologiczną Polski” pod red. Mojskiego (1974–1981). Materiałów tych użyto do opracowania wskaźnika intensywności urzeźbienia (Szafraniec 2008 oraz w przygot.). Wskaźnik składa się z trzech czynników: a) wysokości względnej – liczonej jako różnica pomiędzy maksymalną a minimalną wartością wysokości bezwzględnej w oczku siatki; b) sumy różnic pomiędzy wysokością bezwzględną węzła w danym oczku siatki a wartościami węzłów na północ, wschód, południe i zachód od niego (podniesionej do kwadratu); c) składu granulometrycznego osadów budujących daną formę terenu oraz kształtu formy. Wszystkim trzem czynnikom zostały przypisane rangi od 0 do 4 według odpowiednich przedziałów wartości. Suma rang trzech cech w danym gridzie

dała zróżnicowanie intensywności urzeźbienia w zakresie od 0 do 12, gdzie 0 oznacza powierzchnię zupełnie płaską, a 12 – najbardziej wyniesioną i zróżnicowaną pod względem rzeźby.

Wyniki

Na podstawie wskaźnika intensywności urzeźbienia, obliczonego dla całej powierzchni Pomorza, dokonano rozpoznania głównych form krajobrazu młodoglacjalnego (Szafraniec 2008) oraz wydzieleno cztery typy powierzchni sandrowych (Szafraniec w przygot.). Wśród nich znalazły się i te, przekształcone przez powódzie, których lokalizację na

Pomorzu przedstawiono na rycinie 1. Obszary takich powierzchni sandrowych charakteryzują się niską wartością wskaźnika poniżej 6, a więc typową dla obszarów, których kształtowanie przebiega w warunkach dużego udziału wody płynącej, takich jak np. pradolina czy doliny współczesnych rzek. Są to formy płaskie, o niewielkim spadku, tylko miejscami urozmaicone zagłębieniami. Szczególną cechą jest występowanie wspomnianych wcześniej struktur typu megaripplemarki, przypominających wydmy, co pokazano w powiększeniu dla wybranych obszarów (por. ryc. 1). Charakteryzują się one podobnymi wartościami amplitudy² wydmy, jak rozpoznane przez autorkę analogiczne struktury na przedpolu Skeiðar-árjökull, czyli ok. 1–3 m, natomiast długość³ wydmy dla islandzkich form wynosi ok. 40–80 m (przy przepływach maksymalnych ok. 5×10^4 m³/s), a dla pomorskich ok. 400–950 m. Warto tutaj nadmienić, że wymiary form plejstocenijskich wynoszą odpowiednio: 7 m i ok. 125 m, przy maksymalnych przepływach szacowanych na min. 3×10^6 m³ do nawet 21×10^6 m³ (Benn, Evans 1998). Można więc przypuszczać, że w przypadku Pomorza skala maksymalnych przepływów mogła być rzędu 10^4 – 10^6 m³/s. Za występowaniem powodzi przemawia również fakt, że w obrębie stref mega ripplemarkowych (rejon Bornego-Sulino-wa) w stropowych częściach sandru (do głębokości ok. 220 cm) występują liczne warstewki piasków poprzedzielanych żwirami i rozmieszczonymi chaotycznie otoczakami, a nawet głazami, co związane jest z wysokoenergetycznymi przepływami (na podstawie danych z odwiertów ręcznych uzyskanych dzięki uprzejmości prof. dr. hab. Kazimierza Klimka, Uniwersytet Śląski; Bukowska-Jania, Pulina 1997, Bukowska-Jania 2003).

Bazując na znajomości praw współcześnie rządzących procesami i zjawiskami glacialnymi i fluioglacialnymi (zasada aktualizmu geologicznego) oraz na danych geologicznych i morfometrycznych, można wskazać kilka przyczyn powodzi lodowcowych na Pomorzu u schyłku plejstocenu. Są to: 1) rola depresji Bałtyku dla niestabilności drenażu podlodowcowego na granicy podłoże–łądolód oraz możliwości retencji wód subglacialnych; 2) wpływ wcześniejszej budowy geologicznej (elewacja garbu pojeziernego Pomorza na drodze ruchu łądolodu, tektonika, zwłaszcza liczne uskoki o azymucie NW-SE i NE-SW, wpływające na rozwój dolin przedczwartorzędowych, a te z kolei na kierunek nasuwającego się łądolodu i rozwój drenażu subglacialnego; występowanie utworów słabo przepuszczalnych); 3) dynamika lodowca uwarunkowana zmianami klimatycznymi, zwłaszcza zaś możliwość występowania szarży lodowcowej (zgodnie z modelem ewolucji lodowców w odpowiedzi na zmiany klimatu; por. Jania

1988, 1997); 4) formowanie się jezior zaporowych, np. na zapleczu moren z jądrem lodowym i ich gwałtowny drenaż, spowodowany termicznym oddziaływaniem wody i jej ciśnienia; 5) występowanie wąskich odcinków przełomowych przez ciąg morenowy, zmieniających parametry hydrauliczne przepływającej wody; 6) sezonowe powodzie, związane z wiosennym udrażnianiem systemu drenażu wód w obrębie łądolodu czy też spowodowane ulewami.

Wnioski

Wykonana przez autorkę analiza wskazuje, że obszar Pomorza był obszarem ekstremalnych w natężeniu zdarzeń hydrologicznych, związanych z postępującą deglacją. Biorąc pod uwagę morfometrię powierzchni sandrowych, wiodące wyznaczniki występowania powodzi lodowcowych to niska wartość wskaźnika intensywności urzeźbienia (poniżej 6) oraz struktury powierzchni typu megaripplemarki.

Spśród wszystkich możliwych przyczyn powodzi najciekawsza wydaje się niestabilność drenażu subglacialnego, spowodowana szarżą lodowcową, które to zjawisko było już rozpatrywane dla obszaru Pomorza (Pasierbski 1984, Kłysz 1990, 1991, Jania, Bukowska-Jania 1997, Dobracka, Lewandowski 2002, Dobracki, Lewandowski 2002, Marks 2002, 2005). Zgodnie z modelem ewolucji lodowców Jania (1988, 1997) w odpowiedzi na zmiany klimatu maksymalny zasięg łądolodu podczas ostatniego zlodowacenia przypadł na fazę leszczyńską, kiedy to nastąpiła jego transgresja. Od tego momentu miała miejsce postępująca recesja i deglacja obszaru. Kolejne epizody awansu (fazy i oscylacje) miały charakter szarży z powtarzającymi się fazami aktywnymi, której towarzyszyły powodzie lodowcowe (skutek udrożnienia systemu drenażu i jego ponownego przejścia w odpływ tunelowy). Powodem wcześniejszej niestabilności mógł być wzrost ilości wód roztopowych w obrębie łądolodu w odpowiedzi na ocieplający się klimat, co jest też obserwowane współcześnie np. na Spitsbergenie (zwłaszcza wpływ wzrostu temperatur powietrza; por. Szafraniec 2002).

Za szczególną rolę szarży przemawia występowanie sandrów o charakterze powodziowym w proksymalnych częściach, często o charakterze stożka stanowiącego przedłużenie dystalnych stoków wału moren czołowych, gdzie na zapleczu występują zakorzenione w morenach głębokie rynny subglacialne. To wskazuje, że moment sypania osadów mógł przypaść na etap awansu, gdy czoło przylegało jeszcze do wału morenowego i było stosunkowo strome, a więc wyloty tuneli mogły być wyżej (zagięcie powierzchni ekwipotencjalnych w stromym czole lodowca).

² Różnica wysokości pomiędzy sąsiednim grzbietem a doliną wydmy.

³ Odległość pozioma między sąsiednimi grzbiętami wydmy.

Dystalne części sandrów lub sandry dolinne, takie jak np. sandr Gwdy lub Brdy, posiadające cechy przepływów wysokoenergetycznych, wydają się efektem stałego cofania bram lodowcowych wzdłuż ciągów rynnowych, co również przemawia za modelem Jani. Charakter dolinny sandru mógł zostać wzmocniony poprzez występowanie naturalnej przeszkody, czyli wału morenowego wcześniejszych faz. Przejście przepływów w wąski przełom powodowało zmiany warunków hydraulicznych ku przepływowi wysokoenergetycznym, co szczególnie wyraźnie jest widoczne we wschodniej odnodze sandru Gwdy.

Literatura

- Baker V.R., Kochel R.C., Patton P.C. 1988. Flood geomorphology, Wiley, New York–Chichester–Brisbane–Toronto–Singapore.
- Benn, Evans 1998. Glaciers and Glaciation. Arnold, London.
- Bukowska-Jania E. 2003. Rola systemu lodowcowego w obiegu węgla wapnia w środowisku przyrodniczym (na przykładzie Svalbardu i młodoglacjalnych obszarów Polski północno-zachodniej). Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Bukowska-Jania E., Pulina M. 1997. Węgiel wapnia w osadach młodoglacjalnych rejonu Bornego Sulinowa a procesy kriochemiczne w strefie marginalnej lądolodu. [W:] E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 59–67.
- Dobracka E., Lewandowski J. 2002. Strefa marginalna fazy pomorskiej lobu Parsęty (Pomorze Środkowe). [W:] R. Dobracki, J. Lewandowski, T. Zieliński (red.), Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Państwowy Instytut Geologiczny, Oddz. Pomorski–Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Szczecin–Sosnowiec, s. 109–117.
- Dobracki R., Lewandowski J. 2002. Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecińskiego. [W:] R. Dobracki, J. Lewandowski, T. Zieliński (red.), Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Państwowy Instytut Geologiczny, Oddz. Pomorski–Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Szczecin–Sosnowiec, s. 93–107.
- Galon R. 1972. Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. [W:] R. Galon (red.), Geomorfologia Polski. T. II. Niż Polski. PWN, Warszawa, s. 129–156.
- Gupta S., Collier J.S., Palmer-Felgate A., Potter G. 2007. Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel. *Nature*, 448: 342–345.
- Jania J. 1988. Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Jania J. 1997. Glacjologia. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Jania J., Bukowska-Jania E. 1997. Model procesów paleoglacjalnych fazy pomorskiej vistulianu w obrębie lobu Parsęty na podstawie badań obszarów aktualnie zlodowaconych. [W:] E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 27–57.
- Kłysz P. 1990. Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, seria: Geografia, 47, Poznań, s. 1–236.
- Kłysz P. 1991. Problem zasięgu fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego i Kalisza Pomorskiego. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 42, seria A, Geografia fizyczna: 103–132.
- Marks L. 2002. Last Glacial Maximum in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 21: 103–110.
- Marks L. 2005. Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Przegląd Geologiczny*, 53, 10/2: 988–993.
- Martini I.P., Baker V.R., Garzón G. 2002. Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples. Special publication no. 32 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Science.
- Mojski E.J. 1974–1981. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, A – Mapa utworów powierzchniowych, arkusze: Słubice, Pyrzyce, Gorzów Wlkp., Piła, Nakło, Toruń, Szczecin, Świdwin, Szczecinek, Chojnice, Grudziądz, Dziwnów, Kołobrzeg, Koszalin, Słupsk, Gdańsk, Łeba, Puck. Instytut Geologiczny, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 18 ark.
- Pasierbski M. 1984. Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Szafranec J. 2002. Influence of positive degree-days and sunshine duration on the surface ablation of Hansbreen glacier, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 23, 3–4: 227–240.
- Szafranec J. 2008. Relief intensity as a coefficient diversifying the forms of the Pomeranian postglacial landscape. [W:] V. Andreichuk, U. Myga-Piątek, M. Pietrzak (red.), *Methodology of landscape research, Guide & Abstracts of International Conference, Krynica, 3–5 March 2008, Commission of Cultural Landscape of Polish Geographical Society, University of Silesia, Polish*

- Geographical Society, Sosnowiec–Krynica, s. 89–91.
- Tweed F.S, Russell A.J. 1999. Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. *Progress in Physical Geography*, 23, 1: 79–110.
- Zieliński T. 1993. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedimentacji. Uniwersytet Śląski, Katowice.