

## **Zastosowanie wskaźnika urzeźbienia powierzchni sandrowych jako informacji o charakterze drenażu lądolodu Wisły na Pomorzu**

**Application of a relief intensity coefficient of outwash plain surfaces as the information about the vistula glacier drainage nature in Pomerania**

**Joanna Szafraniec**

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

**Zarys treści:** Wskaźnik urzeźbienia pozwala opisywać stopień urozmaicenia rzeźby młodoglacjalnej. Umożliwia wstępne rozpoznawanie obrazu morfometrycznego form strefy marginalnej. Ponadto można wykorzystać go do analizy porównawczej analogicznych form w różnych szerokościach geograficznych oraz niezależnie od przyjętego pola odniesienia modelu. Wskaźnik ten zastosowano do analizy morfometrycznej sandrów Pomorza. Na bazie analogii do współczesnych form, procesów i prawidłowości wyróżniono 4 typy powierzchni sandrowych. Każdy z nich jest informacją o rodzaju odpływu wód lodowcowych i ma ścisły związek ze stanem dynamicznym lądolodu oraz charakterem deglacjacji obszaru. Wszystkie typy stanowią schemat rozwoju powierzchni sandrowych w odpowiedzi na wygasanie zlodowacenia. Najlepiej opisuje to model ewolucji lodowców spitsbergeńskich w odpowiedzi na zmiany klimatu. Elementem tego modelu są lodowce szarżujące. Również dla terenu Pomorza na bazie wielu przesłanek geologicznych i geomorfologicznych przyjęto jako wielce prawdopodobną hipotezę, że wyprowadzające loby skraju lądolodu Wisły miały charakter szarżujących jeziorów. Przyspieszyły one zanik zlodowacenia tam, gdzie recesja lądolodu odbywała się skokowo, przerywana epizodami transgresji w czasie fazy aktywnej szarży.

**Słowa kluczowe:** sandry, Pomorze, zlodowacenie wisły, wskaźnik urzeźbienia, odpływ wód lodowcowych, szarża lodowcowa

**Abstract:** The relief intensity coefficient allows describing the mark of the young-glacial relief diversity. It enables preliminary pattern recognition of forms of the marginal zone. Moreover it is possible to use it for the comparative analysis of analogous forms in different latitudes, irrespective of the used model resolution.

The coefficient was used for the morphometric analysis of the Pomeranian outwash plains. On the basis of the observed contemporary forms and processes (Spitsbergen, Iceland) four types of outwash plain surfaces were distinguished. Each of them informs about the meltwater runoff nature. All types could be considered as a scheme of the outwash surfaces development and seem to be the response for the glaciation termination. The model of the Spitsbergen glaciers evolution due to climate changes is also the best description for Pomerania. Surging glaciers are the element of this model. It is possible to consider the hypothesis that outlet lobes of the vistula ice sheet edge also could be surging tongues. They accelerated the deglaciation and the ice sheet recession was progressing interrupted by advance episodes during the active phase of the surge.

**Key words:** outwash plains, Pomerania, vistula glaciation, relief intensity factor, meltwater runoff, glacier surge

### **Wprowadzenie**

Badania pomorskiej strefy marginalnej mają długą tradycję. Wiele uwagi poświęcono również powierzchniom sandrowym, które w krajobrazie Pomo-

rza stanowią odrębną jednostkę morfologiczną (Augustowski, Niklasiewicz 1967, Galon 1972b, Augustowski 1977). Zagadnienie ich formowania, a co za tym idzie – typu odpływu wód lodowcowych u schyłku plejstocenu nieodłącznie było związane z

dyskusją co do charakteru fazy pomorskiej (transgresywna: Woldstedt 1955, Kozarski 1965, Galon, Roszko 1967, Galon 1972a, Marsz 1973, Maksiak, Mróz 1978 lub recesywna: Bartkowski 1969, 1972, Mojski 1984, Karczewski 1985, 1989, 1991, 1997a, 1997b) oraz modelu deglacjacji obszaru. Rozpatrywano także istotną rolę procesów dynamicznych, w tym hipotezę o szybkiej szarży lodowcowej (Pasierbski 1984, Kłysz 1990, 1991, Jania, Bukowska-Jania 1997, Dobracka, Lewandowski 2002, Dobracki, Lewandowski 2002, Marks 2002, 2005, Hermanowski i in. 2006, Piechota 2006, Hermanowski 2008) w postaci awansujących lobów ciepłego lądolodu z wąską strefą zimnego czoła przymarzniętego do podłoża (Jania, Bukowska-Jania 1997), wynikającą z obecności zmarzliny (Kozarski 1995).

Wszystkie koncepcje, poparte faktami geologiczno-geomorfologicznymi, wskazują, że procesy glacji i deglacjacji były bardzo złożone. Ponadto zjawiska glacialne i fluwioglacjalne mogły mieć charakter zdarzeń o natężeniu ekstremalnym w postaci szarży lodowcowej i wezbrań wód lodowcowych, towarzyszących jej fazom aktywnym, czego przejawem jest duża ilość i przestrzenny zasięg osadów fluwioglacjalnych. Ta cecha Pomorza skłoniła autorkę do zastanowienia się nad pytaniem, w jaki sposób, jednorodnie i całościowo, zbadać sandry tego obszaru, by móc określić charakter drenażu wód lodowcowych?

Dotychczasowe prace opierały się na ograniczonej liczbie profili geologicznych czy kartowaniu wybranych obszarów badań szczegółowych. W tym opracowaniu jako podstawową metodę badawczą przyjęto analizę morfometryczną form strefy marginalnej na bazie cyfrowego modelu terenu dla całego Pomorza (DTED level 2 z Wojskowego Ośrodka Geodezji i Teledetekcji). Podstawą były obserwacje i badania współczesnych stref marginalnych lodowców Spitsbergenu i Islandii (zasada aktualizmu geologicznego), gdzie wykazano duży wpływ zjawisk o natężeniu ekstremalnym na rzeźbę powierzchni sandrowych.

Efektem badań było opracowanie oryginalnego wskaźnika urzeźbienia (Szafranec 2008a b, c, 2009). Okazał się on użytecznym narzędziem do rozpoznawania form krajobrazu młodoglacjalnego. Jego istotną cechą jest możliwość przeprowadzenia jednorodnej analizy morfometrycznej dla całego dużego regionu, niezależnie od wielkości pola odniesienia, a także porównywania obszarów w różnych szerokościach geograficznych, położonych na różnych wysokościach nad poziomem morza i w różnym wieku.

Niniejsza praca ma na celu wykazanie użyteczności wspomnianej metody w analizie powierzchni sandrowych Pomorza na bazie analizy porównawczej ze współczesnymi wzorcami, a zwłaszcza zwrócenie uwagi na możliwości interpretacyjne co do charakteru odpływu wód lodowcowych u schyłku plejstocenu.

Może to stanowić przyczynek do dalszej dyskusji dotyczącej kontrowersyjnego wciąż jeszcze zagadnienia szarży wyprowadzających lobów lądolodu Wisły.

## Obszar badań

W pracy jako obszar badań przyjęto powierzchnie sandrowe fazy pomorskiej zlodowacenia wisły na Pomorzu (ryc. 1).

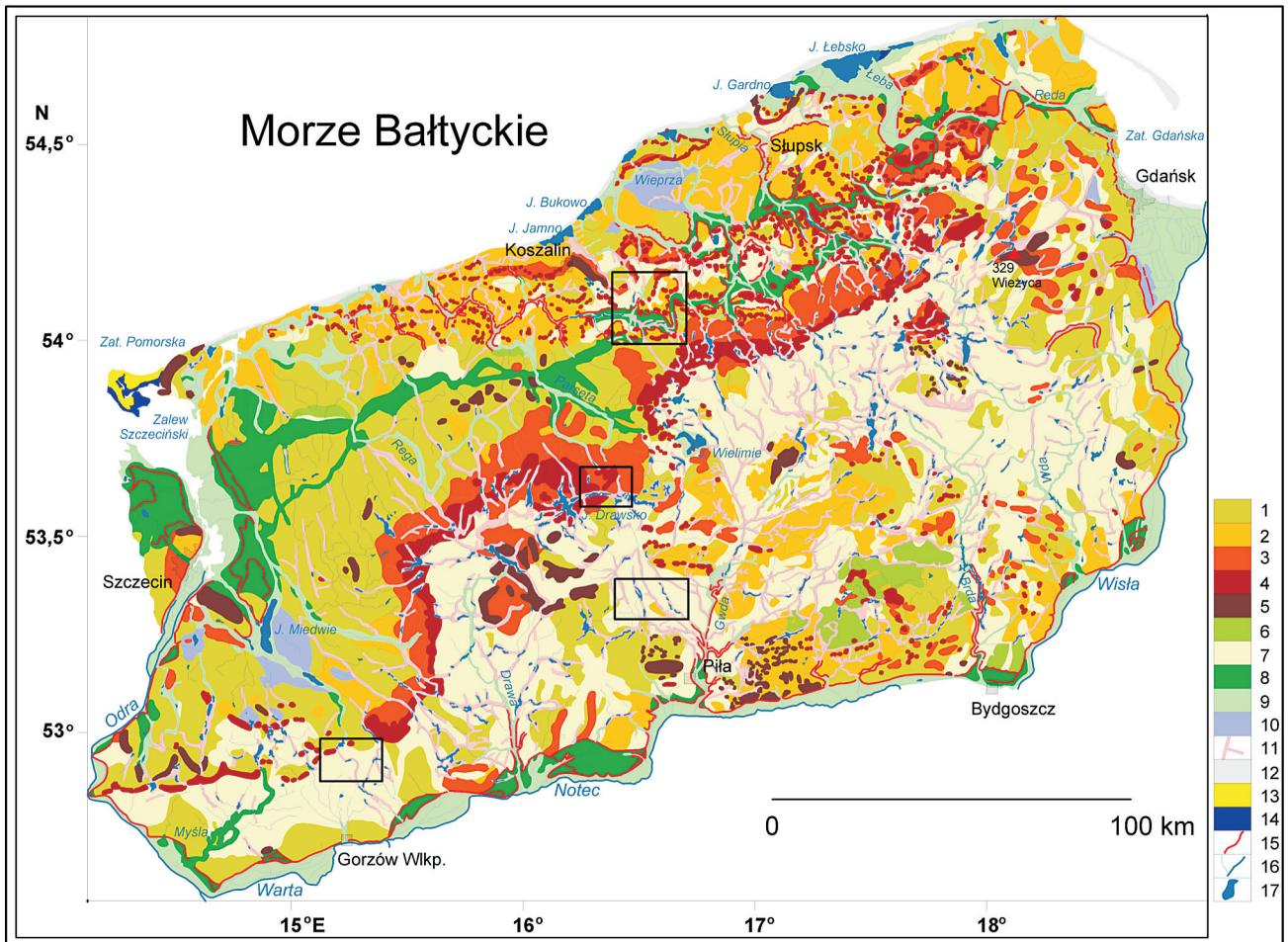
Największe powierzchnie sandrów związane są z maksymalnym zasięgiem fazy pomorskiej. Swoją strefą korzeniową sięgają moren czołowych, nadbudowujących garb pojezierny (Galon 1972b), a następnie opadają stopniowo w kierunku Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej w postaci stożków i równin, odwadnianych obecnie przez Myślę, Drawę, Gwdę, Brdę i Wdę i ich dopływy. Największe sandry pomorskie w części południowej, na kontakcie z pradoliną, przechodzą w sandry dolinne.

Północny skłon garbu poprzez niziny nadmorskie opada ku Bałtykowi. Stanowią go formy zaplecza fazy pomorskiej, głównie morena denna, terasy kemowe i niecki z utworami zastoiskowymi, a także mniejsze powierzchnie sandrowe późniejszych oscylacji lądolodu, które również uwzględniono w analizie.

## Metody pracy

Koncepcja i sposób obliczania wskaźnika urzeźbienia zostały opisane już we wcześniejszych publikacjach (Szafranec 2008b, c) oraz w rozprawie doktorskiej autorki (Szafranec 2009). Do obliczeń i prezentacji wyników wykorzystano program Surfer 8.0 z pakietu Golden Software. Na algorytm wskaźnika (ryc. 2) składają się trzy czynniki:

- wysokość względna WW – liczona jako różnica pomiędzy maksymalną a minimalną wartością wysokości bezwzględnej w oczku siatki;
- ścisłość SAS – suma różnic pomiędzy wysokością bezwzględną węzła w danym oczku siatki a wartościami węzłów na północ, wschód, południe i zachód od niego (podniesiona do kwadratu); do obliczeń obu składowych wykorzystano wspomniany wcześniej cyfrowy model wysokościowy dla Pomorza o rozdzielczości  $1'' \times 1''$  łuku (ok. 30 m  $\times$  30 m w terenie), gdzie baza danych obejmowała obszar o współrzędnych min. –  $52^\circ\text{N}$ ,  $14^\circ\text{E}$  i maks. –  $55^\circ\text{N}$ ,  $19^\circ\text{E}$ ;
- budowa formy BF, której komponentami są skład granulometryczny osadów ją budujących SG oraz jej kształt KF – wypukły, wklęsły lub płaski (falisty, lekko nachylony). Do określenia budowy formy BF wykorzystano m.in. mapy pod red. Mojskiego (1974–1981), gdzie zdigitalizowano poszczególne formy.



**Ryc. 1.** Geomorfologia Pomorza (opracowano na podstawie mapy pod red. Starkla 1980, zgeneralizowana)

1) morena denną falista, 2) morena denną płaską, 3) pagórkowata strefa marginalna, 4) wały moren akumulacyjnych, 5) wały moren spiętrzonych, 6) kemy, 7) sandry, 8) równiny terasowe zlodowacenia wisły, 9) równiny terasowe holocenijskie, 10) równiny akumulacji zastoijskiej, 11) rynny subglacialne, 12) mierzeje z dobrze wykształconymi plażami, 13) pola przewianych piasków, 14) delty wsteczne, 15) większe krawędzie erozyjne, 16) rzeki, 17) jeziora; ramkami oznaczono obszary analiz morfometrycznych

**Fig. 1.** Geomorphology of Pomerania (worked out on the basis of maps edited by Starkel 1980, generalized)

1) undulated ground moraine, 2) flat ground moraine, 3) hummocky marginal zone, 4) end moraines ridges, 5) push moraines ridges, 6) kames, 7) outwash surfaces, 8) vistulian terrace plains, 9) Holocene terrace plains, 10) ice-dam accumulation plains, 11) subglacial valleys, 12) sandbars with beaches, 13) eolian sands, 14) reverse deltas, 15) bigger erosion edges, 16) rivers, 17) lakes; black boxes mark areas of the detailed morphometric analysis

Aby móc wskaźnik stosować zarówno dla form plejstoceńskich, jak i współczesnych należało tak wyeliminować czynnik związany ze świeżością rzeźby, by wciąż możliwy był do zachowania wzorcowo rozpoznawania obrazu formy. W tym celu poszczególnym wartościom nadano rangi od 0 do 4 według przedziałów wartości, podanych w tabeli 1 oraz na rycinie 2.

Kończącym etapem obliczania wskaźnika było zsumowanie rang wszystkich trzech elementów w każdym gridzie. W rezultacie urzeźbienie powierzchni zostało zakodowane wartościami od 0 do 12, gdzie 0 oznacza teren zupełnie płaski, a 12 – obszar o największych wysokościach bezwzględnych i względnych oraz o najbardziej urozmaiconej powierzchni. W ten sposób powstała mapa urzeźbienia powierzchni całego Pomorza (Szafraniec 2008b, 2009), z której

– na potrzeby niniejszego opracowania – wycięto powierzchnie sandrowe (ryc. 3).

Dla sandrów pomorskich, podobnie jak i dla współczesnych sandrów Spitsbergenu (Szafraniec 2008c) i Islandii (Szafraniec 2009) wskaźnik urzeźbienia w obrębie rozstępu kwartylnego wynosi od 6 do 9 (ryc. 4). Ich powierzchnia, chociaż z reguły płaska lub lekko nachylona (stożki), jest urozmaicona zagłębieniami różnej genezy. Należy podkreślić, że to właśnie sandry, spośród wszystkich form strefy marginalnej, charakteryzują się największym zróżnicowaniem wartości wskaźnika urzeźbienia. Przyjęto zatem, że jest to efekt depozycji osadów fluwio-glacialnych w różnych warunkach, jeśli chodzi o stan dynamiczny lądolodu. To z kolei stało się podstawą szukania wzorców w formach i procesach obszarów współcześnie zlodowaconych.

**Tabela 1.** Przedziały wartości wysokości względnych i sąsiedztwa dla poszczególnych rang, Pomorze (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego, Wojskowy Ośrodek Geodezji i Teledetekcji)

**Table 1.** Values ranges of relative heights and neighborhood for given ranks, Pomerania (on the basis of the DEM, Wojskowy Ośrodek Geodezji i Teledetekcji)

Ranga (przedział wartości)	Wysokość względna WW	Sąsiedztwo SAS
0	0	0
1 (<1 kwartyl)	>0-3	>0-0,0047
2 (1 kwartyl – mediana)	4-5	>0,0047-0,0957
3 (mediana – 3 kwartyl)	6-9	>0,0957-0,4979
4 (>3 kwartyl)	= 10	>0,4979

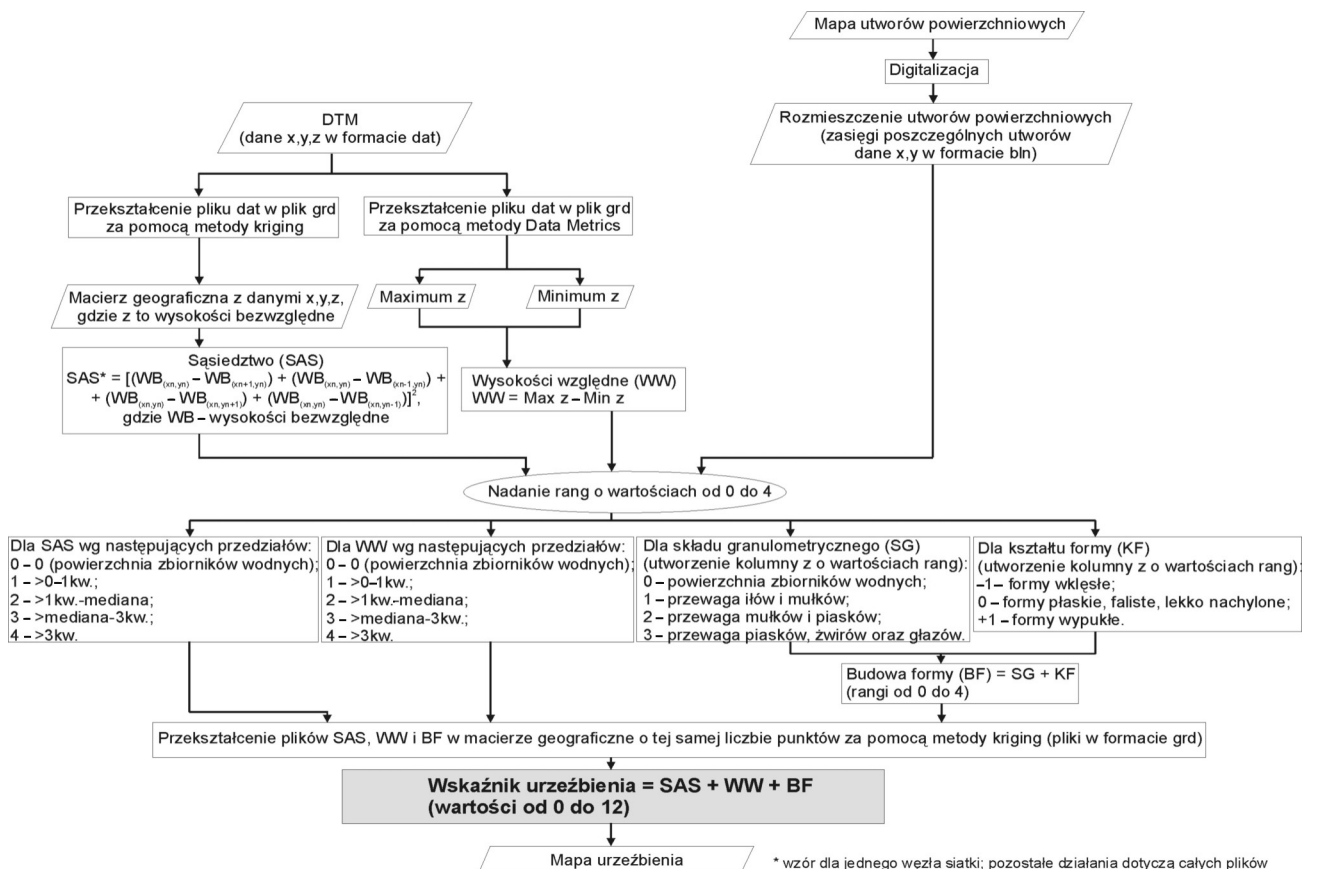
### Fazy rozwoju powierzchni sandrowych Pomorza u schyłku zlodowacenia wisły

Na podstawie analizy morfometrycznej w oparciu o wskaźnik urzeźbienia oraz analizy porównawczej do analogicznych współczesnych form i procesów na Spitsbergenie i Islandii wyróżniono 4 typy powierzchni sandrowych Pomorza. Określono jednocześnie prawdopodobny charakter odpływu wód lo-

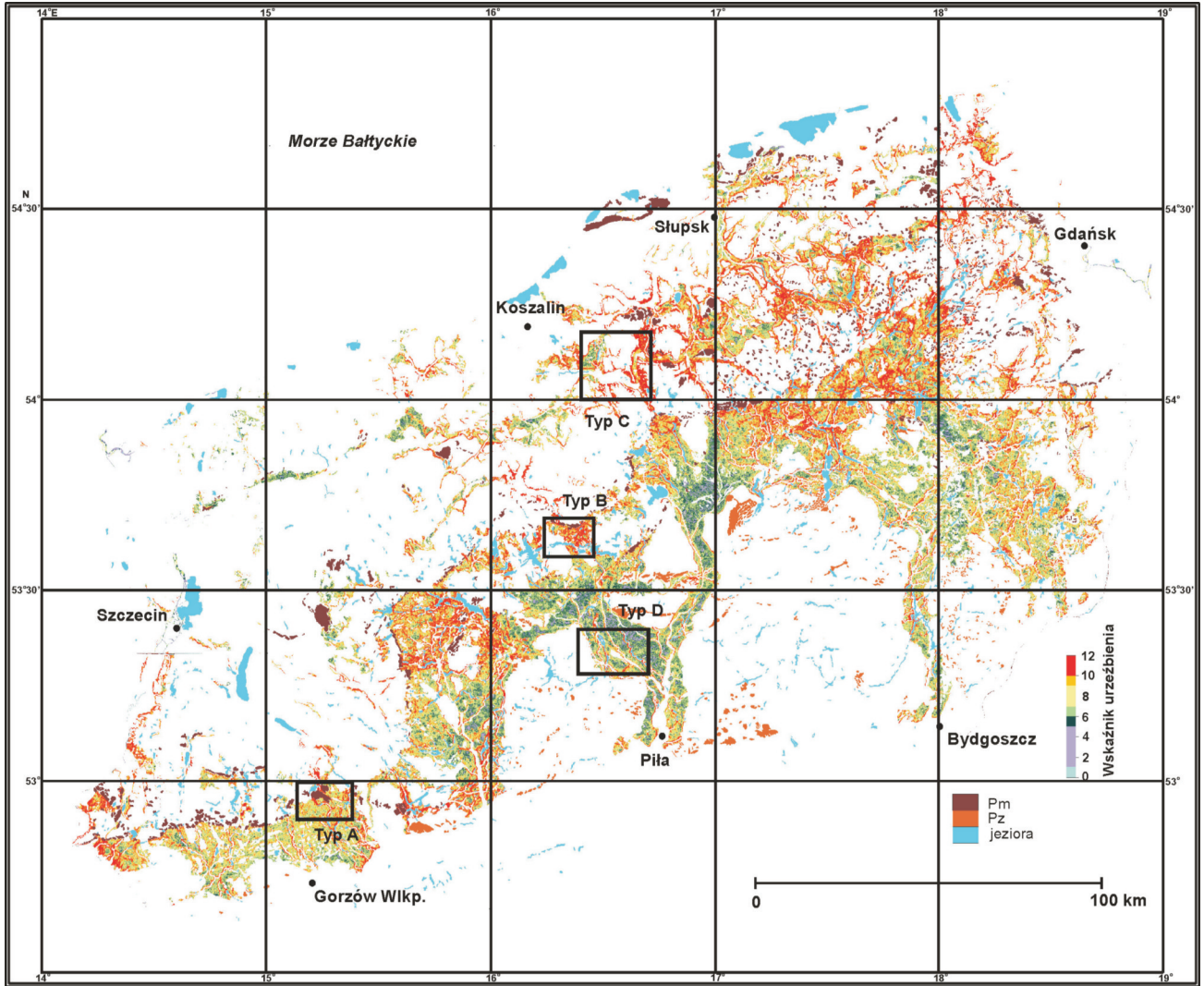
dowcowych podczas ich formowania, ściśle związany zarówno ze stanem dynamicznym lądolodu, jak i charakterem deglacji obszaru.

Sandry typu A to powierzchnie uformowane na bezpośrednim przedpolu moren czołowych maksymalnego zasięgu, głównie fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Z reguły mają kształt stożka, który częścią korzeniową powiązany jest z przełomami w wale morenowym. Charakteryzują się przeciętnymi wartościami wskaźnika urzeźbienia około 7-8. Taki typ powierzchni sandrowych wskazuje na prawdopodobieństwo intensywnych przepływów wód obciążonych materiałem wleczonym i zawieszonym, co można łączyć z epizodem buchnięcia wody w czasie fazy aktywnej szarży. Wtedy zapewne strome jeszcze czoło stykało się z wałem morenowym. Postępowała także deglacja frontalna wraz z powolnym wytapieniem trzonów lodowo-morenowych.

Przykładem może być stożek barlinecki (ryc. 4A), stanowiący fizjograficznie wschodnią część Równiny Gorzowskiej, położony w południowo-zachodniej części Pomorza. Usytuowanie stożka na bezpośrednim przedpolu moren czołowych maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia wisły, które wyznaczają jednocześnie zasięg lobu Odry, wskazuje, że jego formowanie się nastąpiło w trakcie transgresji lądolodu, być może o charakterze szarży. Szczególną rolę odegrała tutaj rynna doliny Płonii, wyraźnie za-



**Ryc. 2.** Etapy szacowania wskaźnika urzeźbienia  
**Fig. 2.** Stages of the relief intensity factor calculation



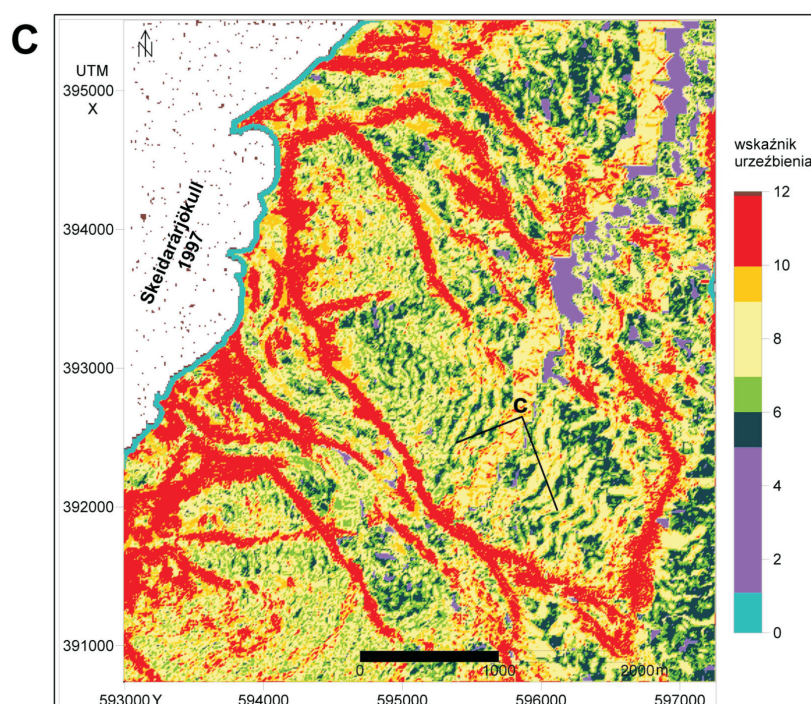
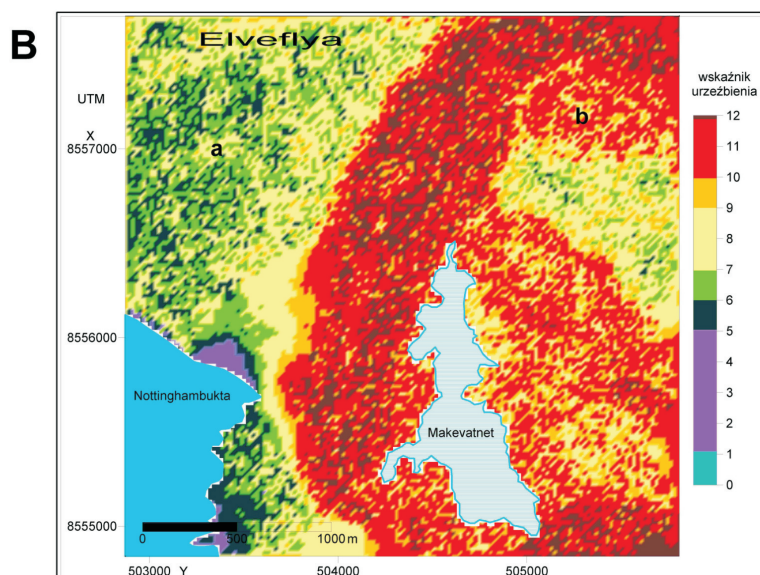
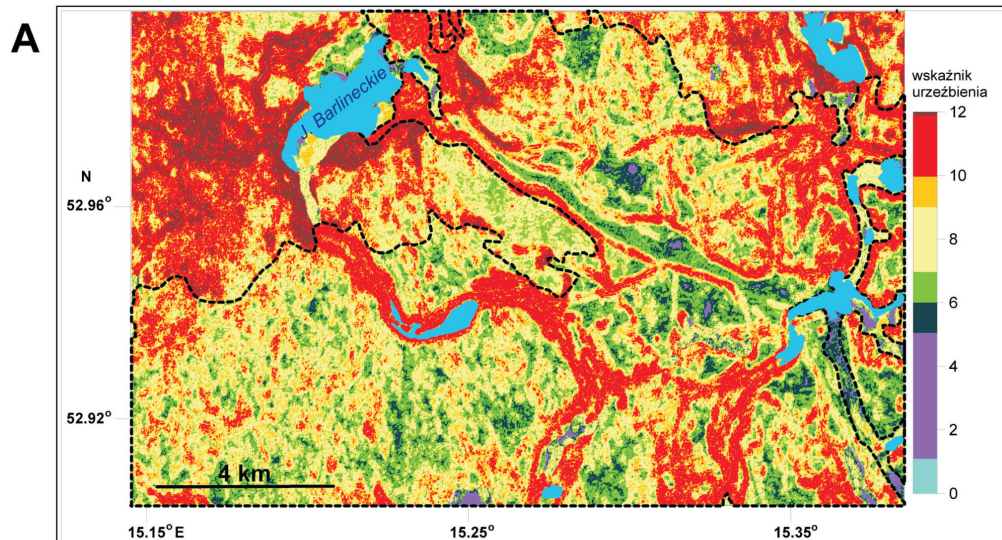
**Ryc. 3.** Zróżnicowanie urzeźbienia powierzchni sandrowych Pomorza (opracowano na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego z Wojskowego Ośrodka Geodezji i Teledetekcji oraz map pod redakcją Mojskiego 1974–1981; oczko siatki ok.  $55 \times 55$  m): Pm – moreny czołowe fazy pomorskiej zlodowacenia wisły, Pz – moreny czołowe fazy poznańskiej zlodowacenia wisły; ramkami oznaczono obszary szczegółowych analiz morfometrycznych

**Fig. 3.** Diversity of the relief intensity of the Pomeranian outwash plain surfaces (worked out on the basis of the DEM from Wojskowy Ośrodek Geodezji i Teledetekcji and maps edited by Mojski 1974–1981; the grid node of c.  $55 \times 55$  m): Pm – end moraines of the Pomeranian stage of the vistula glaciation, Pz – end moraines of the Poznań stage of the vistula glaciation; black boxes mark areas of the detailed morphometric analysis

czynająca się od północy w wałę morenowym. Wyznacza ona drogę przepływu tunelowego wód subglacjalnych pod stopą łądolodu. Pierwszy etap sypania osadów fluwioglacjalnych mógł następować jeszcze wówczas, gdy czoło na kontakcie z morenami było wyraźnie wypukłe i strome. Wówczas powierzchnie ekwipotencjalne (jednakowych ciśnień) w lodowcu są niemal pionowe, co wymusza (zgodnie z teorią Shreve'a 1972) poziomy ruch wody w jego obrębie, a nawet nieco podgięty ku górze. Prawdopodobnie możliwy był wyższy poziom usytuowania bramy lodowcowej w początkowym etapie wypływu wód subglacjalnych. Spowodowało to nadsypanie osadami fluwioglacjalnymi dystalnych stoków wałę morenowego i tym samym brak wyraźnej granicy pomiędzy moreną czołową a sandrem (stożek przejściowy).

Wpływ wody mógł odbywać się nie tylko bramą lodowcową, lecz także w postaci wylotów typu „fountain outlet”, „moulin outlet” lub wypływów szczelinowych, co jest powszechnie obserwowane na Skeiðarárjökull na Islandii (Tweed, Russell 1999). Powyższa sytuacja – układ przestrzenny i morfometria stożka – wydaje się stanowić analogię do starszych poziomów sandrowych Skeiðarársandur (por. ryc. 4C). Innym przykładem współczesnym jest zewnętrzny stożek sandrowy Elveflla (por. ryc. 4B), uformowany u wylotu północnego przełomu w wałę morenowym Werenskioldbreen (Spitsbergen SW).

Powtarzające się cykle szarzy mogły prowadzić do uformowania na przemian występujących stref deglacjacji frontalnej i arealnej jako odpowiedzi na zmiany w dynamice lodowca. Świadczy o tym typ B po-



wierzchni sandrowych o wskaźniku urzeźbienia powyżej 10. Takie sandry mogą mieć także kształt stożka i formować się podczas kolejnej fazy aktywnej szarży (są powiązane z następnym łukiem moren czołowych i przełomami). Jednakże jego usypanie na zamierającym rozciągniętym fragmencie dawnego czoła z poprzedniego awansu sprawia, że po wytopieniu pogrzebanego martwego lodu powierzchnia takiego sandru jest niezwykle urozmaicona licznymi pagórkami i zagłębieniami (sandr „dziurawy”). Przykładem takiej powierzchni może być sandr na północ od systemu jezior Komorze-Pile (ryc. 5A), a współczesnym wzorcem – północna część wewnętrznego sandru Werenkioldbreen (por. ryc. 4B) czy wewnętrzne sandry przed wycofującym się austre Torellbreen.

Przykłady te jednocześnie wskazują, jak trudno rozdzielić efekty deglacji frontalnej i arealnej. Nasuwa się wniosek, że w przypadku wystąpienia szarży lodowcowej procesy te mogą zachodzić równocześnie. Przewaga form związanych z jednym lub drugim typem deglacji będzie uzależniona od: a) ilości materiału mineralnego przemieszczającego się w obrębie lodowca i wytapiającego się z niego (Kasprzak 2003); b) dynamiki lodowca – jego zasięgu, geometrii i stopnia rozciągnięcia czoła; c) warunków na przedpolu – topografii, obecności pogrzebanych brył lodu różnej genezy i wieku oraz występowania permafrostu.

Różnica pomiędzy typem A i B powierzchni sandrowych ma więc związek przede wszystkim z etapem ewolucji samego łądolodu w odpowiedzi na zmiany klimatu, analogicznie jak w przypadku modelu ewolucji lodowców spitsbergeńskich Jani (1988, 1997). Typ A sandru wiąże się z transgresją i maksymalnym rozprzestrzenieniem lodowca. Jego nasuwające się czoło jest jeszcze dość zwarte, a wyodrębniają się tylko większe loby lodowcowe. Tymczasem typ B sandrów wiąże się z epizodami transgresji lobów przy ogólniej postępującej już wówczas recesji łądolodu. Ocieplający się klimat sprzyja wzrostowi

ilości wód roztopowych w obrębie lodowca, zwiększając jego dynamikę. Stąd liczne nasunięcia mniejszych lobów ściśle też już dopasowujących się do warunków topograficznych. Widoczne to jest w zmianie azymutu przebiegu głównej osi lobów, co w przypadku Pomorza powoduje dominację kierunku NW–SE (wpływ wcześniejszej budowy geologicznej terenu, zwłaszcza tektoniki).

Powierzchnie sandrowe typu C wskazują na zamieranie arealne łądolodu w fazie uspokojenia szarży. Następuje ablacja powierzchniowa. Rozpad czoła łądolodu na bloki martwego lodu przyspieszają wody roztopowe, płynące w szczelinach i na powierzchni lodu. Efektem tego procesu jest rzeźba kemowo-wytopiskowa z sandrami w formie listew terasowych. Ich liniowy przebieg nawiązuje do przebiegu szczelin pomiędzy bryłami martwego lodu lodowcowego (pozostałości po fazie aktywnej szarży).

Przykładem może być obszar położony w obrębie górnej części doliny rzeki Radew (ryc. 5B), na pograniczu czterech regionów: Pojezierza Drawskiego, Równiny Białogardzkiej, Równiny Sławieńskiej i Wysoczyzny Polanowskiej. Dolina ta stanowi fragment Pradoliny Pomorskiej (Rachlewicz 1998), będącej drogą drenażu wód roztopowych z północnopomorskiej strefy marginalnej.

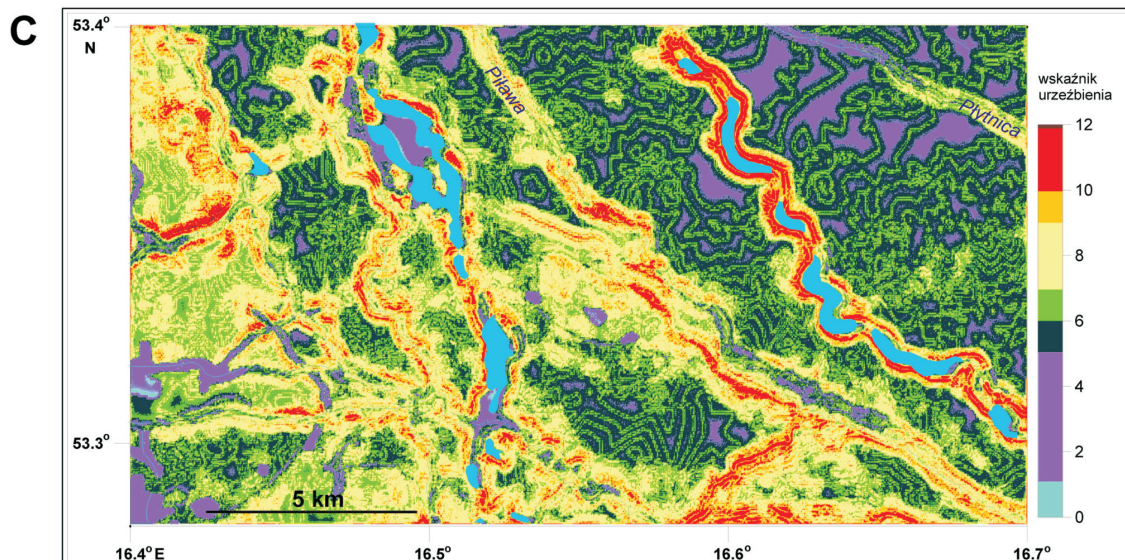
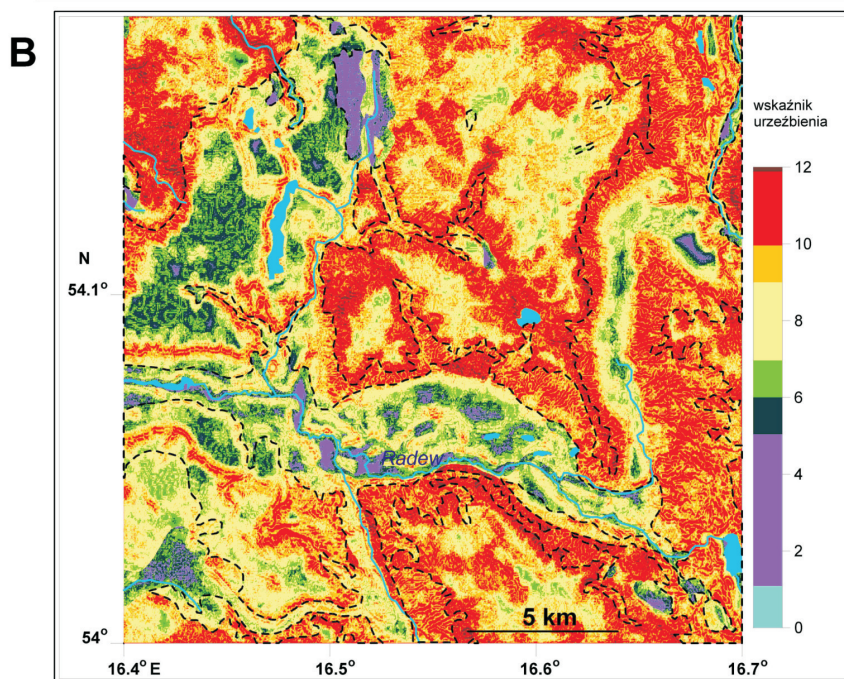
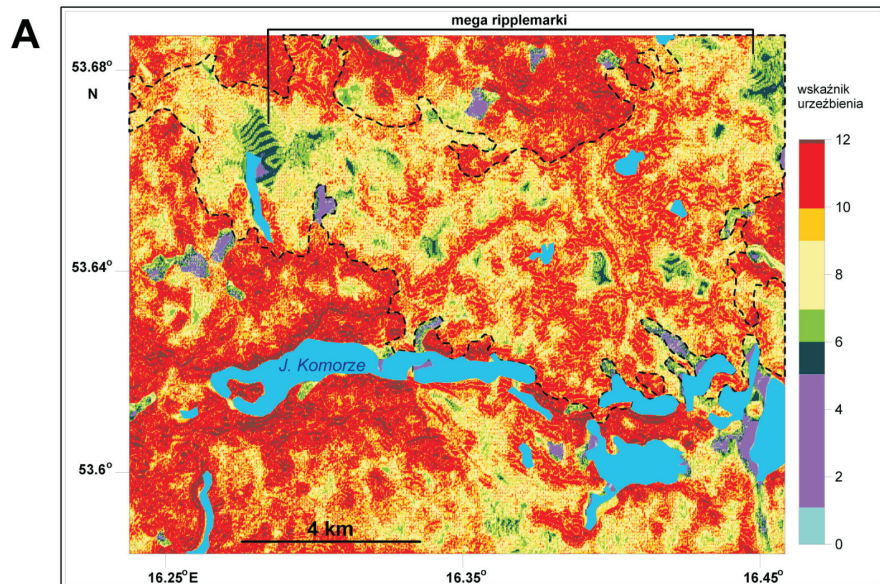
Charakterystyczne listwy sandrowe mają wyraźny związek z formami dolinnymi, rozcinającymi wysoczyznę morenową. Schodkowy przebieg wskazuje, że osady fluwiogłacialne były zapewne deponowane na pokrytych moreną denną blokach martwego lodu lodowcowego. Opisany sposób formowania powierzchni sandrowych sugeruje, że awanse łądolodu podczas oscylacji kaszubskiej czy koszalińskiej miały charakter faz aktywnych szarży w czasie zdecydowanie już postępującej ogólnej recesji. Można wysunąć hipotezę, że awanse te były nie tyle skutkiem silnej nadbudowy strefy akumulacyjnej (pozytywnego bilansu masy), ile raczej efektem zwiększania się ilości wód roztopowych w stopie łądolodu. Czynniki ten

**Ryc. 4.** Przykłady zewnętrznych stożków sandrowych (typ A), powstałych w czasie transgresji lodowców/fazy aktywnej szarży lodowcowej

A) sandr barlinecki (opracowano na podstawie map topograficznych w skali 1:10 000 w układzie 1965, arkusze: Barlinek Pd., Danków, Okunie, Krzynki, Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Państwowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne, Kraków); czarną kreskowaną linią oznaczono zasięg przestrzenny utworów fluwiogłacialnych na podstawie mapy geologicznej pod red. Mojskiego 1976 (arkusz: Szczecinek); B) sandr Elveflya na przedpolu Werenkioldbreen, Spitsbergen SW (opracowano na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego udostępnionego przez Leszka Kolondrę, Uniwersytet Śląski); a) sandr zewnętrzny, b) sandr wewnętrzny na pogrzebanym lodzie lodowcowym i nalodziowym; C) Skeiðarásandur, Islandia S (opracowano na podstawie ortofotomapy w skali 1: 10 000 z 1997 r., Landmalingar, udostępnionej przez Óskara Knudsen, Klettur, Bíldshöfða); c) przykłady morfometrycznych struktur powierzchni typu mega ripplemarki; oczko siatki dla wszystkich przykładów 20×20 m

**Fig. 4.** Examples of extramarginal outwash fans (A type), formed during the glaciers transgression/the active phase of the surge

A) the Barlinek outwash fan (worked out on the basis of topographic maps, 1:10,000, the 1965 coordinate system, sheets: Barlinek Pd., Danków, Okunie, Krzynki, Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Państwowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne, Kraków); the spatial distribution of the fluvioglacial deposits was marked with dashed black lines (on the basis of the geological map edited by Mojski 1976, the Szczecinek sheet); B) the Elveflya outwash fan at the Werenkioldbreen forefield, Spitsbergen SW (worked out on the basis of the DEM made available by Leszek Kolondra, University of Silesia); a) the extramarginal outwash fan; b) the outwash surface in the inner part of the marginal zone formed on buried blocks of the dead ice (glacial and naled-type origin); C) Skeiðarásandur, Iceland S (worked out on the basis of the orthophotomap, 1:10,000, Landmalingar, made available by Óskar Knudsen, Klettur, Bíldshöfða); c) examples of the surface morphometric structures of the giant ripplemarks type; the grid node for all areas was 20×20 m





ułatwiał poślizg poszczególnych lobów, które na tym etapie funkcjonowania lądolodu były niezależnymi pod względem dynamiki częściami czoła. Takim zachowaniu lobów sprzyjała topografia przedpoła, zwłaszcza obecność obniżeń w miejscu kopalnych dolin Pobrzeża Bałtyku. Warunki te powodowały bardzo silne rozciągnięcie awansującego czoła, a w rezultacie intensywne uszczelinienie i dalszy rozpad na bloki pogrzebanego pod okrywą morenową martwego lodu. Może o tym świadczyć również to, że w tej części Pomorza nie obserwuje się śladów deglacjacji frontalnej. To oznacza, że nie było stałej dostawy wystarczającej ilości materiału mineralnego, która mogłaby tutaj doprowadzić do uformowania się wałów lodowo-morenowych z typowymi stożkami sandrowymi A lub B na ich przedpołu.

Dalsza deglacjacja tego obszaru przebiegała w warunkach wielkoskalowej dezintegracji arealnej brył lodu. W pierwszej fazie wody roztopowe spływały prawdopodobnie supraglacialnie na południe po pogrzebanych blokach lodowych, by następnie włączyć się w odpływ pradolinny. W taki sposób powstał sandr przejściowy (Rachlewicz 1998) związany z krajobrazem supraglacialnym (Paul 1983) o rzeźbie kemowo-wytopiskowej. Z czasem – w miarę powiększania się szczelin pomiędzy wytapiającymi się blokami lodu – odpływ wód roztopowych przyjął formę drenażu szczelinowego.

Końcowy etap formowania teras sandrowych był związany z ostatecznym wytopieniem się brył lodowych i rozwojem współczesnych dolin rzecznych. Spływająca z wysoczyzn woda roztopowa rozcięła terasy, tworząc sieć drobnych dolin, prostopadłych do przebiegu osi głównej doliny.

W morfometrii powierzchni sandrowych najbardziej zwraca uwagę powszechne występowanie sandrów typu D, które pierwotnie mogły reprezentować każdy inny charakter powierzchni sandrowej. Są to stosunkowo płaskie obszary, które na jakimś etapie funkcjonowania podlegały przepływowi o natężeniu ekstremalnym. Cechuje je wartość wskaźnika intensywności urzeźbienia poniżej 6 oraz zachowanie w obrazie morfometrycznym struktur powierzchni typu megaripplemarki (Szafraniec 2008a).

Przykładem takiej powierzchni może być dystalna część sandru Gwdy (ryc. 5C) czy północna część sandru międzyczecza Piławy i Płytnicy na południe od Bornego Sulinowa. Podobnymi cechami odznacza się powierzchnia Skeiðarársandur po jökulhlaup (powodzi lodowcowej) z 1996 r. (por. ryc. 4C), dla której autorka – na bazie wskaźnika urzeźbienia – również stwierdziła występowanie podobnych struktur (Szafraniec 2009).

Można rozważać kilka przyczyn powodzi lodowcowych dla obszaru Pomorza na podstawie przesłanek geologicznych oraz topograficznych (Szafraniec 2008a, 2009). Wydaje się, że istotną rolę mogła odegrać obecność depresji Bałtyku. Następowo tam gromadzenie oraz retencja wód subglacialnych (odpowiednik wielkich jezior subglacialnych lub megadospojeń), co mogło powodować niestabilność drenażu podlodowcowego na granicy podłoża–lądolód. Ponadto obecność garbu pojeziernego dodatkowo utrudniała spływ wód podlodowcowych.

Innym ważnym czynnikiem była wcześniejsza budowa geologiczna podłoża skraj lądolodu (tektonika, występowanie utworów słabo przepuszczalnych, ułatwiających gromadzenie wód pod stopą lądolodu). Czynniki te spowodowały, że pewne obszary Pomorza od początku zlodowacenia były predysponowane do subglacialnej retencji wód na zapleczu garbu pojeziernego lub do roli wielkoskalowych szlaków drenażu wód roztopowych na jego przedpołu (dolne odcinki dolin Drawy, Gwdy i Brdy). Raz zapoczątkowane nacinanie terenu przez wody roztopowe (erozyjne ich oddziaływanie związane z dużą energią wypływającej wody) determinowało je w dalszym rozwoju do takiej właśnie roli.

Nie można zapominać o znaczeniu dynamiki lodowca uwarunkowanej dostawą wód roztopowych do podłoża, a więc pośrednio zależnej od zmian klimatycznych, zwłaszcza zaś o możliwości występowania szarży lodowcowej. Wydaje się, że w przypadku Pomorza może być stosowany model Jani (1988, 1997). W odpowiedzi na zmiany klimatu zanik lądolodu, postępujący od czasu jego maksymalnego rozprzestrzenienia się w czasie fazy leszczyńskiej, miał charakter ogólnie postępującej recesji ze względnie krótkimi epizodami awansu (kolejne fazy i oscylacje). Znalazło

**Ryc. 5.** Morfometryczne typy powierzchni sandrowych Pomorza (opracowano na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego z Wojskowego Ośrodka Geodezji i Teledetekcji oraz mapy geologicznej pod red. Mojskiego 1976, arkusz Szczecinek)

A) przykład sandru formowanego na pogrzebanych płytach martwego lodu w czasie recesji lądolodu/fazy uspokojenia szarży oraz w warunkach deglacjacji arealnej (typ B) – obszar na północ od systemu jezior Komorze-Pile; B) terasy sandrowe w obrębie doliny rzeki Radew (typ C); C) fragment dystalnej części sandru Gwdy w rejonie Szwecji o wyraźnych morfometrycznych cechach powierzchni typu megaripplemarki (typ D); czarną kreskowaną linią oznaczono zasięg przestrzenny utworów fluwioglacialnych; oczko siatki dla wszystkich przykładów 20×20 m

**Fig. 5.** Morphometric types of the Pomeranian outwash plain surfaces (worked out on the basis of the DEM from Wojskowy Ośrodek Geodezji i Teledetekcji and the geological map edited by Mojski 1976, the Szczecinek sheet)

A) the outwash surface example formed on the buried dead ice blocks during the ice sheet recession/the quiescent phase of the surge and also under the areal deglaciation conditions (B type) – the area north of the Komorze-Pile lake system; B) outwash terraces in the Radew river valley system (C type); C) the distal fragment of the Gwda outwash plain near Szwecja with the surface morphometric structures of the giant ripplemarks type (D type); the spatial distribution of the fluvioglacial deposits was marked with dashed black lines; the grid node for all examples was 20×20 m

to swoje odbicie w cofaniu się zasięgu poszczególnych lobów. Podążało za tym cofanie się bram lodowcowych (obserwowane np. współcześnie na przedpolu austre Torellbreen, Karczewski, Wiśniewski 1977) i rozwój ciągu tuneli subglacjalnych. U ich wylotu nakładały się kolejne generacje stożków sandrowych, będące efektem buchnięć wody podczas kolejnych faz aktywnych szarży. Jest to dobrze widoczne na przykładzie morfometrii sandru Gwdy, w lokalizacji cofających się na północ kolejnych węzłów bram lodowcowych (Chybiorz 2007) i powiązanych z nimi zakorzenionych odcinków rynien subglacjalnych oraz stożków. W efekcie powstał rozległy sandr dolinny typu D o licznych śladach gwałtownych przepływów.

Możliwość wystąpienia ekstremalnych spływów wód lodowcowych w wyniku formowania się jezior zaporowych, np. na zapleczu moren z jądrem lodowym, i ich gwałtowny drenaż, spowodowany termicznym oddziaływaniem wody i jej ciśnienia na lodową zaporę, to kolejna możliwa przyczyna. W rozmieszczeniu utworów powierzchniowych na Pomorzu widoczne są połacie terenu zbudowane z ilów i mułków zastoiszkowych. Przykładem może być rozległe zastoisko pyrzyckie. Mogło one odegrać istotną rolę przy formowaniu się stożka barlineckiego czy sandru na wschód od Barlinka. Podobnie zastoisko w rejonie Złocieńca, zapewne odpowiedzialne za rozwój sandru Drawy w strefie jego głównej osi.

Istotne znaczenie mogą mieć także wąskie odcinki przelomowe przez starsze ciągi morenowe, powodujące spiętrzenia wód lodowcowych z szerszego fragmentu skraju lądolodu. Przykładem może być wschodnia odnoga sandru Gwdy, gdzie kumulacja wód wypływających z kilku bram czoła lądolodu, dopasowując się do warunków topograficznych, mogła przybrać rozmiary spływu ekstremalnego. Czynnikiem ten, tylko w mniejszej skali, mógł być istotny dla młodszego stożka sandrowego Plytnicy na południe od Bornego Sulinowa. Rozwinął się on tuż za przeżęciem przelomowym przez wał morenowy i wykazuje cechy przepływów wysokoenergetycznych.

Na powyższe czynniki, warunkujące ekstremalnie wysokie przepływy, nakładał się sezonowy wysoki odpływ wód lodowcowych, związany z wiosennym udrażnieniem systemu drenażu pod- i wewnątrzlodowcowego czy spowodowany ulewnymi deszczami latem.

Wykorzystując m.in. mapę urzeźbienia sandrów pomorskich, podjęto również próbę oszacowania paleohydrauliki kanałów drenujących wody subglacjalne na przedpolu lądolodu w czasie jego transgresji/fazy aktywnej szarży (Szafraniec, w tym tomie). Oszacowania te, obarczone zapewne błędem, należy traktować jedynie jako przybliżenie skali przepływów ekstremalnych na Pomorzu, dla których przeciętne maksymalne wartości mogły być rzędu  $5 \times 10^3$  do  $1 \times 10^5$  m<sup>3</sup>/s.

## Podsumowanie

Przeprowadzenie dogłębnych badań morfologii i analiz morfometrii powierzchni sandrowych na rozległym obszarze młodoglacjalnym Pomorza (Szafraniec 2009) wymagało wypracowania jednolitej metodyki, która pozwoliła wyeliminować różnice, zarówno spowodowane świeżością rzeźby – w celu porównywania analogicznych zjawisk, procesów i form obszarów współcześnie zlodowaconych – jak i związane z położeniem nad poziomem morza.

Opracowany wskaźnik urzeźbienia wydaje się stanowić dobre narzędzie do wstępnej klasyfikacji form rzeźby młodoglacjalnej na podstawie cyfrowych modeli wysokościowych i analizy ich wzajemnych relacji przestrzennych oraz być podstawą do dalszych opracowań, a przede wszystkim – do wyboru powierzchni testowych dla przeprowadzenia innych szczegółowych badań (np. geologicznych).

Klasyfikacja morfometryczna powierzchni sandrowych na bazie wskaźnika urzeźbienia rzuca nowe światło na zagadnienie występowania deglacjacji frontalnej i arealnej na Pomorzu. Pozwala także kontynuować dyskusję co do charakteru fazy pomorskiej, dla której najbardziej właściwy wydaje się model ewolucji lodowców spitsbergeńskich w odpowiedzi na zmiany klimatu (Jania 1988, 1997). W świetle przeprowadzonych analiz można uznać za bardzo prawdopodobne, że przy ogólnie postępującej recesji lądolodu faza pomorska i jej oscylacje miały charakter awansów związanych z fazą aktywną szarży lodowcowej. Można więc mówić o „skokowym” wygasaniu zlodowacenia, które w takich warunkach przebiegało przypuszczalnie szybciej, niż miałyby to miejsce tylko przy systematycznej recesji.

Pośrednio o występowaniu szarży lodowcowych w obrębie skraju lądolodu świadczą również wielkie ilości wód (Hermanowski i in. 2006, Piechota 2006, Hermanowski 2008, Piotrowski i in. 2009), jakie wpływały na jego przedpole. Wpływy te miały zapewne natężenie ekstremalne, gdyż znacząco przekształciły rzeźbę przedpola lądolodu Wisły. Ich skala została oszacowana na podstawie parametrów paleokanałów (Szafraniec, w tym tomie). Jest ona zbliżona do skali katastrofalnych powodzi typu jökulhlaup na Islandii, czy opisywanych w literaturze przykładów powodzi plejstoceńskich.

Pracę wykonano w dużej mierze dzięki środkom przyznanym na realizację grantu nr 6 PO4E 014 21 pod kierownictwem prof. dr. hab. Jacka Jani.

## Literatura

- Augustowski B., 1977. *Pomorze*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Augustowski B., Niklasiewicz E., 1967. Wybrane zagadnienia z morfologii sandrów. *Zeszyty Geogra-*

- ficzne Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Gdańsku IX: 141–154.
- Bartkowski T., 1969. Deglacjacja strefowa deglacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach Polski zachodniej i północnej). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, ser. A, 23: 7–33.
- Bartkowski T., 1972. Strefa marginalna stadiału pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej (na wybranych przykładach z Pojezierza Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, ser. A, 25: 7–60.
- Chybiorz R., 2007. *Późnoplejstocenna i wczesnoholocenna ewolucja sieci dolinnej międzyrzecza Płytnicy-Gwdy (Pojezierze Pomorskie)*. Praca doktorska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Dobrcka 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”. PIG, Oddz. Pomorski, Szczecin, Uniwersytet Śląski, WNoZ, Sosnowiec: 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”. PIG, Oddz. Pomorski, Szczecin, Uniwersytet Śląski, WNoZ, Sosnowiec: 93–107.
- Galon R., 1972a. Ogólne cechy rzeźby Niżu Polskiego. W: R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*. T. 2. Niż Polski. PWN, Warszawa: 10–110.
- Galon R., 1972b. Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*. T. 2. Niż Polski. PWN, Warszawa: 129–156.
- Galon R., Roszko L., 1967. Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: R. Galon, J. Dylak (red.), *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 18–38.
- Hermanowski P., 2008. *Paleoglacjologia lobu Odry w czasie zlodowacenia wisły, Polska północno-zachodnia i północnwschodnie Niemcy*. Praca doktorska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Hermanowski P., Piechota A.M., Piotrowski J.A., 2006. Groundwater flow re-organization under the last Scandinavian ice sheet in northern Poland. Philadelphia Annual Meeting, 22–25 October 2006. *Abstracts with Programs* 38, 7: 333.
- 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: 27–57.
- Karczewski A., 1985. Spatial arrangement of morainic plateau levels of the northern sloping surface in Pomerania as a result of varying deglaciation. *Quest. Geogr., Spec. Iss.*, 1: 99–107.
- Karczewski A., 1989. *Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Środkowe)*, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań, Seria Geografia 44
- Karczewski A., 1991. Rozwój i zasięg fazy pomorskiej w obrębie lobu Parsęty podczas zlodowacenia vistuliańskiego. W: A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza. Poznań, Seria Geografia 50: 59–66.
- Karczewski A., 1997a. Paleografia fazy pomorskiej vistulianu w środkowej części Pomorza ze szczególnym uwzględnieniem Pojezierza Drawskiego (część wschodnia). W: E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 15–25.
- Karczewski A., 1997b. Geomorfologia i rozwój rzeźby przedpola fazy pomorskiej w północnym sąsiedztwie jeziora Pile. W: E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 69–74.
- Karczewski A., Wiśniewski E., 1977. The relief of the marginal zone of the Torell Glacier (austre Torell) in terms of its recession (SW Spitsbergen). *Acta Universitatis Wratislaviensis* 387: 37–62.
- Kasprzak L., 2003. Sedymentacja osadów w obrębie wałów lodowo-morenowych. W: A. Kostrzewski, Z. Zwoliński (red.), *Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geoekosystemów Spitsbergenu*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań–Longyearbyen: 41–43.
- Kłysz P., 1990. *Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego*. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań.
- Kłysz P., 1991. Problem zasięgu fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego i Kalisza Pomorskiego. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, ser. A, 42: 103–132.
- Kozarski S., 1965. Zagadnienia drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części Pradoliny Notecki-Warty. *Prace Kom. Geogr.-Geol., Pozn. Tow. Przyj. Nauk.* 5, 1: 3–97.

- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~ 20 ka–10 ka BP). *Prace IG i PZ PAN* 1.
- Maksiak S., Mróz W.J., 1978. Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Z Badań Czwartorzędu w Polsce* 19, *Biul. IG* 300: 97–152.
- 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.
- Marsz A., 1973. Niektóre zagadnienia geomorfologii bezpośredniego przedpola zasięgu stadiału pomorskiego na Pojezierzu Drawskim (na przykładzie obrzeżenia rynny marginalnej Drawsko–Pile). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, ser. A, 26: 97–143.
- Mojski E.J. (red.), 1974–1981. *Mapa geologiczna Polski*. 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, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Mojski J.E., 1984. Budowa geologiczna. W: *Pobrzeże Pomorskie*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Ossolineum, Gdańsk: 9–40.
- Pasierbski M., 1984. *Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce*. Rozprawy Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Paul M.A., 1983. The supraglacial landsystem. W: N. Eylsa (red.), *Glacial Geology*. Pergamon Press: 71–90.
- Piechota A.M., 2006. *Drenaż subglacjalny lodolodu vistuliańskiego na obszarze Polski NW w świetle metod geostatystycznych i modelowania numerycznego*. Praca doktorska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- 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, 4: 481–492.
- Rachlewicz G., 1998. Funkcjonowanie odpływu fluwioglacjalnego z północnopomorskiej strefy marginalnej (Pomorze Zachodnie) u schyłku vistulianu na tle jej morfo- i litogenezy. W: A. Kostrzewski (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstoceńskiego zlodowacenia półkuli północnej*. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań: 181–196.
- Shreve R.L., 1972. Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology* 11, 62: 205–214.
- Starkel L. (red.), 1980. *Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski 1:500 000*. Arkusze Poznań i Gdańsk. IGiPZ PAN, Warszawa.
- Szafranec J., 2008a. Powodzie lodowcowe na Pomorzu – zapis w morfometrii powierzchni sandrowych. *Landform Analysis* 8: 73–77.
- Szafranec J., 2008b. Relief intensity as a coefficient diversifying the forms of the Pomeranian young-glacial landscape. W: J. Plit, V. Andreychouk (red.), *Methods of landscape research*. Commission of Cultural Landscape of Polish Geographical Society, Sosnowiec: 244–254.
- Szafranec J., 2008c. Sandry jako wskaźnik charakteru odpływu wód roztopowych w świetle analizy morfometrycznej. W: A. Kowalska (red.), *IV Międzynarodowy Rok Polarny, skrypt XXXII*. Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Wrocław: 86–87.
- Szafranec J., 2009. *Sandry jako wskaźnik charakteru odpływu subglacjalnego lodolodu wisły na Pomorzu (w świetle współczesnych procesów na Spitsbergenie i Islandii)*. Praca doktorska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- 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.
- Woldstedt P., 1955. *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*. K.F. Kochler, Stuttgart.