

Ewolucja stożka sandrowego jako wskaźnik stanu dynamicznego południowej części czoła lodowca Tungnaár, Islandia

Piotr Weckwerth*, Mirosław T. Karasiewicz

Uniwersytet im. Mikołaja Kopernika, Instytut Geografii, ul. Gagarina 9, 87-100 Toruń

Wprowadzenie

Lodowiec Tungnaár to skrajnie zachodni lodowiec wypustowy czaszy lodowej Vatnajökull (Freysteinnsson 1968), o lobowym zarysie czoła, bez wyraźnie wykształconego jezora wypustowego. Jego znikomy rozwój jest powodowany głównie rzeźbą podłoża, która uniemożliwia swobodny rozływ mas lodowych. Prowadzone obserwacje położenia czoła lodowca w profilu Nyafel od 1959 r. (Freysteinnsson, 1968, 1984) wskazują na jego ogólną tendencję recesyjną przerywaną krótkimi szarżami (surge). Recesja według danych z tego profilu w cyklach 5-letnich wynosi średnio od 106 do 71,6 m rocznie (Olszewski, Karasiewicz 1998). Znaczące szarże lodowe miały miejsce w latach 1915–1920, 1945–1946 i ostatnia od października 1994 do lipca 1995 r. Sigurdsson (1970) podaje, że skała Nýafel (726,5 m n.p.m.), położona współcześnie w odległości 2,2 km na przedpolu lodowca, była w 1946 r. przekroczona przez jego czoło o 275 m. Oznacza to, że w środkowej części strefy marginalnej lodowiec ten wycofał się w czasie 60 lat o około 2475 m, co daje średnie tempo jego recesji około 41,25 m/rok.

Do głównych form rzeźby strefy marginalnej lodowca Tungnaár należą stożki sandrowe. Część z nich jest położona w bezpośrednim kontakcie z czołem lodowca (Olszewski, Weckwerth 1998, Andrzejewski, Molewski, 2000, Wiśniewski i in. 2005). Druga grupa stożków powstała u podnóża masywów wulkanicznych przykrytych częściowo przez lodowiec. Ich powierzchnia, wolna od lodu, jest transformowana przez marginalne przepływy wód roztopo-

wych. Wody te tworzą przełomy rzeczne przez grzbiet, a u ich wylotu są usypywane stożki sandrowe. Ich charakter genetyczny nawiązuje do niewielkich, marginalnych stożków sandrowych na przedpolach innych współczesnych lodowców (np. Heim 1992, Krüger 1994, 1997).

Położenie stożka sandrowego na tle rzeźby strefy marginalnej lodowca

Analizowany stożek sandrowy jest położony w południowej części strefy marginalnej, na przedpolu rozległego masywu wulkanicznego ukierunkowanego NE-S i w części przykrytego przez czoło lodowca. Grzbiet ten budują wulkaniczne skały hialokrystaliczne typu móberg, składające się z zestawów breiðbakur (gli, bre), których powstanie jest szacowane na czas od późnego plejstocenu do holocenu (780–10 ka BP).

Zebrane materiały archiwalne pozwalają stwierdzić, że analizowany stożek powstał przed 1986 r. Współcześnie ma on kształt prostokąta, który od strony południowej i zachodniej ograniczony jest wspomnianym grzbietem wulkanicznym. Jego istnienie wymusza rozrost stożka w kierunku północnym. W części korzeniowej analizowany stożek sandrowy kontaktuje się z doliną przełomową o charakterze gardzieli. Utworzyły ją głównie wody roztopowe, które na przedpolu masywu rozcinają współcześnie część proksymalną i środkową stożka.

Od zachodu stożek sandrowy sąsiaduje z ciągiem moren czołowych, a od północy jest podcinany niewielkim ciekim odprowadzającym wody roztopowe

* e-mail: pweck@umk.pl

wzdłuż płatów moreny dennej i na kontakcie z wałami lodowo-morenowymi powstałymi w czasie ostatniej szarży, tj. z lat 1994–1995 (ryc. 1). Obecnie lodowiec jest w fazie głębokiej recesji, a jego czoło cofnęło się o około 200 m od wspomnianych wałów lodowo-morenowych.

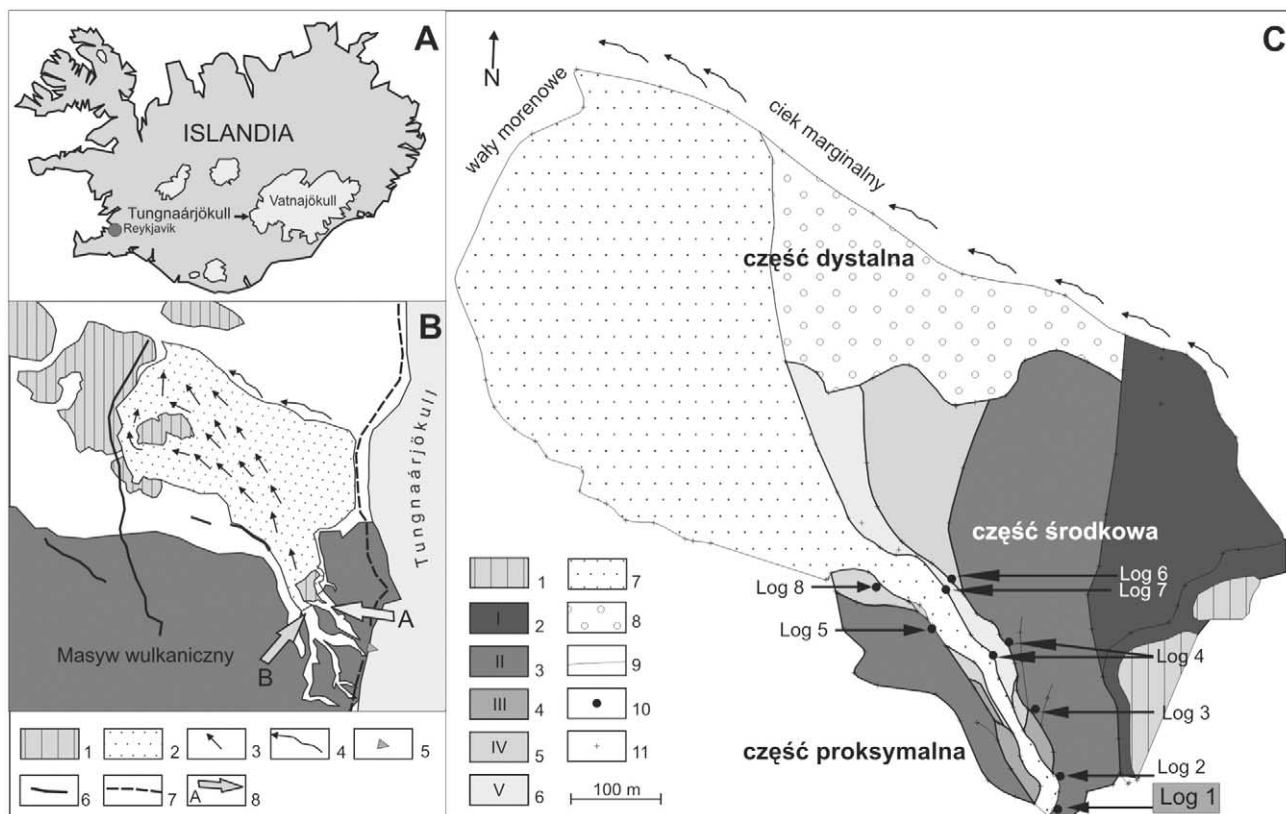
Ewolucja stożka sandrowego w świetle dynamiki czoła lodowca Tungnaár

Analiza zdjęć lotniczych z lat 1986, 1995, 2001 oraz badania terenowe prowadzone w latach 1996 i 2005 umożliwiają podjęcie próby rekonstrukcji rozwoju stożka sandrowego na przestrzeni prawie 20 lat. W jego ewolucji można wyróżnić trzy główne fazy.

Faza I – depozycja osadów stożka sandrowego do 1986 r.

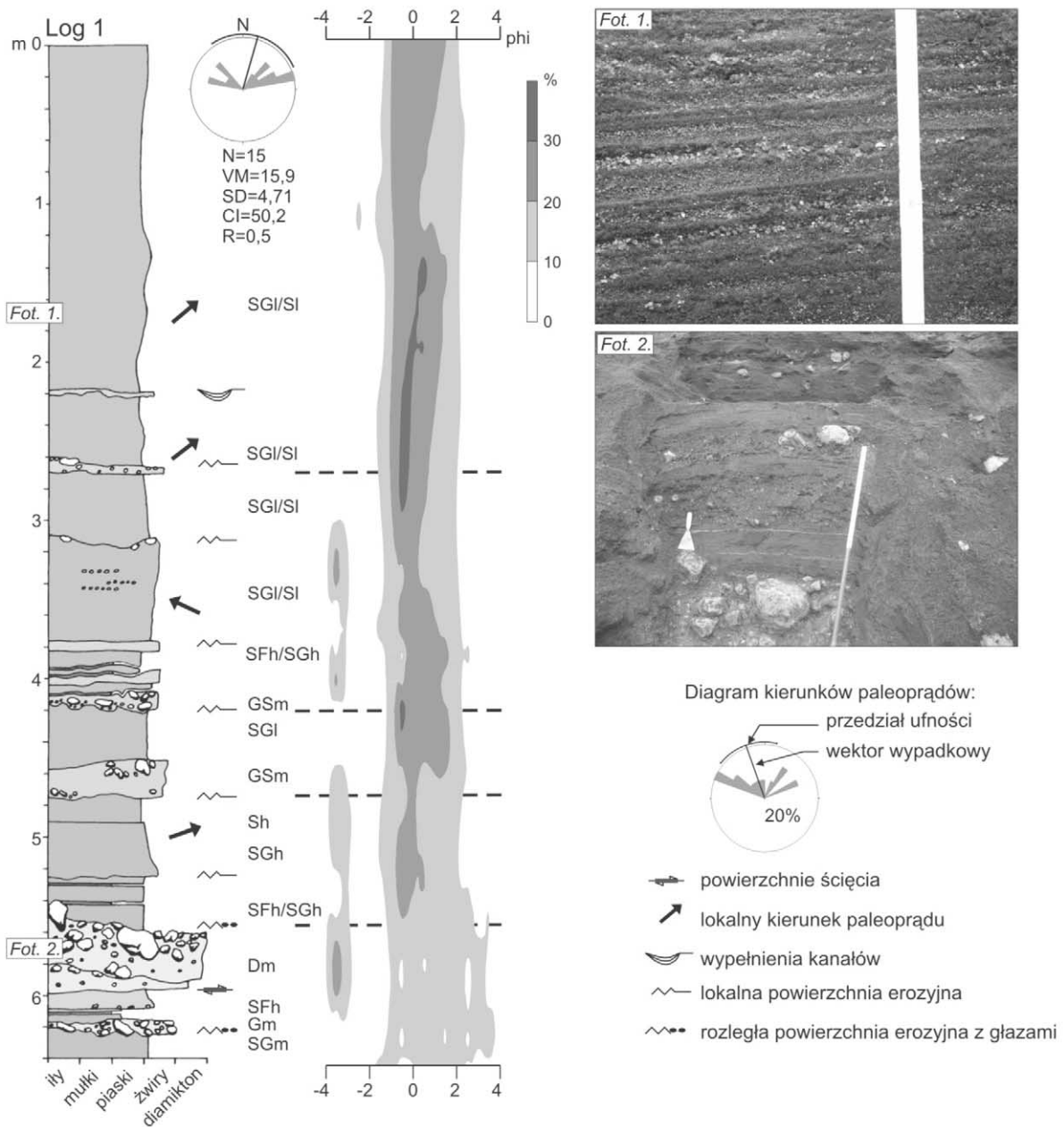
W 1986 r. czoło lodowca znajdowało się we wschodnim sąsiedztwie nasady analizowanego stożka sandrowego, który był wówczas nadbudowywany osadami głównie w części północno-wschodniej.

Wody roztopowe deponujące osady przepływały w kierunku wschodnim, wzdłuż północnej granicy formy. Ilość wód była najprawdopodobniej niewielka. W południowym skraju stożka tworzyły one małe rozlewisko (zastoisko), otoczone przez zwarty płat moreny dennej. Analiza współczesnej morfologii stożka w zestawieniu ze stanem jego rzeźby w 1986 r. wskazuje na to, że jego najwyższy poziom morfologiczny powstał krótko przed 1986 r. Jak wynika z analizy litofacjalnej oraz badań teksturalnych serii glacyjfluwialnej, jej depozycja nastąpiła w czterech fazach o zmiennej dynamice i energii płynących wód (ryc. 2). Podłoże osadów stożka stanowi diamikton glacialny wykazujący cechy gliny zdeponowanej w warunkach subglacialnych. Jej strop jest erozyjnie ścięty rozległą powierzchnią erozyjną o charakterze ciągłego horyzontu głazowego (ryc. 2). Wyżej zdeponowane osady stożka należą do zespołów litofacjalnych różniących się głównie zawartością frakcji żwirowej (piaski żwirowe, żwiry piaszczyste i żwiry). Jest to osad słabo wysortowany. Dominującymi litofacjami są tu piaski lub piaski i żwiry o warstwowaniu horyzontalnym lub przekątnym niskokątowym (ryc. 2). Były one deponowane w środowisku o zmiennej i



Ryc. 1. Położenie obszaru badań oraz mapa geomorfologiczna stożka sandrowego

A – lokalizacja lodowca Tungnaár; B – fragment strefy marginalnej lodowca Tungnaár ze stożkiem sandrowym: 1 – pagórki morenowe i morena denna, 2 – stożek sandrowy, 3 – przebieg głównych cieków dystrybucyjnych na powierzchni stożka, 4 – ciek marginalny, 5 – brama wypływu wód roztopowych, 6 – starsze wały lodowo-morenowe, 7 – młodsze wały lodowo-morenowe, 8 – ujściowe odcinki dolin przełomowych w masywie wulkanicznym (A – północna, B – południowa); C – poziomy morfologiczne stożka sandrowego: 1 – pagórki morenowe, 2–6 – dawne poziomy sandrowe stożka (I – poziom najstarszy, V – poziom najmłodszy), 7 – współczesna i aktywna powierzchnia sandru, 8 – część dystalna sandru bez krawędzi pomiędzy poziomami sandrowymi, 9 – krawędzie pomiędzy poziomami stożka, 10 – profile badawcze, 11 – punkty pomiaru GPS

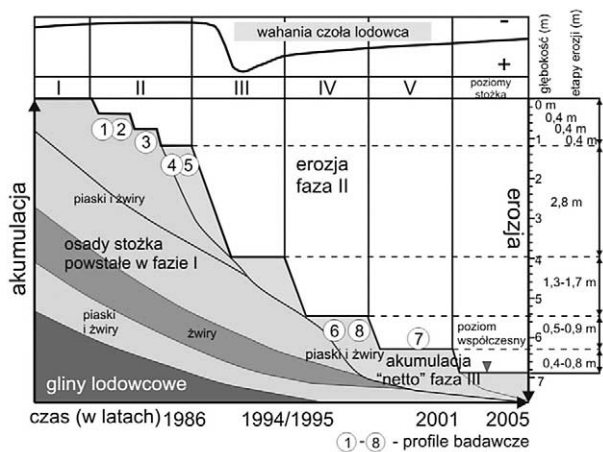


Ryc. 2. Budowa geologiczna proksymalnej części stożka sandrowego
 N – ilość pomiarów, VM – kierunek wypadkowy paleoprądów (°), SD – odchylenie standardowe, CI – przedział ufności (°), R – współczynnik zwartości

często wysokiej energii przepływu wód. Miał on charakter płytkich zalewów warstwowych lub gęstej sieci płytkich cieków dystrybucyjnych. Laminy zbudowane z dobrze wysortowanych żwirów i piasków gruboziarnistych są lokalnie przewarstwione laminami oliwkowych mułków. Analiza budowy geologicznej powierzchni stożka powstałej w pierwszym etapie jego rozwoju, w kolejnych profilach (Log 1–4, ryc. 1, 2), wskazuje na zmniejszenie miąższości lamin osadów i drobnienie ich frakcji w kierunku dystalnym.

Faza II – erozja glacjofluwialna w latach 1986–1995

Po 1986 r. najwyższy poziom morfologiczny stożka (poziom I) ulegał początkowo sukcesywnemu i niewielkiemu rozcinaniu. W wyniku tego procesu powstały trzy coraz to niższe (o 0,4–0,5 m) stopnie (terasy) sandrowe. Główna faza erozji przypadała jednak najprawdopodobniej na czas szarży czoła lodowca. W okresie letnim w jednym etapie erozji wód roztopowych nastąpiło ich wcięcie w osady stożka o ok. 2,8 m (ryc. 3). Znaczne obniżenie poziomu przepływu wód roztopowych nastąpić musiało w wyniku awansu lodowca, którego czoło pokryło zmutonizowany masyw



Ryc. 3. Ewolucja stożka sandrowego w nawiązaniu do zmian zasięgu czoła lodowca Tungnaár

wulkaniczny. Powierzchnia stożka nieznacznie się zmniejszyła. Oprócz bramy północnej przepływu wód (A, ryc. 1) funkcjonować zaczęła druga brama, położona dalej na południe (B, ryc. 1). Powstała ona najprawdopodobniej w związku z awansem czoła lodowca i zwiększeniem ilości wód roztopowych. Erodujące stożek wody roztopowe wykorzystywały podobnie jak w poprzedniej fazie ewolucji stożka, głęboką gardziel wyciętą w osadach hialokrystalicznych grzbietu wulkanicznego. W części dystalnej stożka wody te nie tworzyły zastoiska, lecz łączyły się z innymi ciekami wód roztopowych, otaczając płat moreny dennej i kierując się na zachód przez bramę pomiędzy starszymi morenami czołowymi.

Faza III – erozji i akumulacji

Po szarzy czoła lodowca w latach 1994–1995 nastąpiła jego niewielka recesja. Cofnęło się ono o maksymalnie 200 m. W miejscu poprzedniego postoju pozostały wały lodowo-morenowe o wysokości 3–5 m. Pomiedzy wałami a czołem lodowca rozwinął się złożony układ rzeźby strefy marginalnej z dominacją niewielkich zastoisk i licznych bram morenowych. Analizowany stożek sandrowy kontaktuje się ze wspomnianymi wałami lodowo-morenowymi, a w jego formowaniu biorą udział wody wypływające z bramy południowej (zamarł przepływ bramą północną, A na ryc. 1). Stopniowej recesji czoła lodowca towarzyszyło sukcesywne jego rozcinanie i obniżanie poziomu przepływu wód. Przejawem tego jest utworzenie trzech stopni morfologicznych (teras) w częściach proksymalnej i środkowej stożka, różniących się wysokościami, odpowiednio 1,3–1,7 m, 0,5–0,9 m i 0,4–0,8 m (ryc. 1). Z trzecią fazą rozwoju analizowanego stożka sandrowego związana jest również depozycja osadów fluwialnych. Obejmuje ona piaski żwirowate i żwiry piaszczyste nadbudowujące powierzchnie trzech najniższych teras, o rosnącej wysokości zgodnie z kierunkiem przepływu

miąższości do 1,8 m. Są to głównie litofacje piaszczysto-żwirowe o warstwowaniu przekątnym niskokątowym i horyzontalnym. Rozległą strefę depozycji stanowi część dystalna stożka sandrowego, gdzie następuje rozlew warstwowy i rozproszony wód. Wody te w zachodniej części tworzą rozlewisko, z którego odpływają wąskim ciekami przez bramę morenową w kierunku zachodnim. W wyniku przepływów wód w trzeciej fazie ewolucji stożka, położony w jego północnym sąsiedztwie płat moreny dennej został zmniejszony i podzielony na dwa mniejsze.

Podsumowanie

Rozwój stożka sandrowego w strefie marginalnej lodowca Tungnaár nastąpił u podnóża masywu wulkanicznego, w ścisłej zależności od dynamiki czoła lodowca. Jest on formą utworzoną głównie przez wody roztopowe, ale pod względem miejsca rozwoju – powstała na przedpolu masywu górskiego (stożki aluwialne). Opisywany stożek sandrowy powstał w wyniku akumulacyjnej i erozyjnej działalności wód roztopowych oraz wód pochodzących z opadów. Wody te transportowały rozmyty materiał glacialny (głównie supraglacialny) oraz hialokrystaliczne skały wulkaniczne typu móberg, które w wyniku erozji masywu wulkanicznego weszły w skład rumowiska. Osady stożka sandrowego tworzą zalegające naprzemian w profilu pionowym laminy, które są zbudowane z frakcji od mułkowej do żwirowej, co nadaje im charakter rytmików. Osady żwirowe i grubopiaszczyste mogły być deponowane podczas szybszej ablacji czoła lodowca, jak również w czasie wzmożonych opadów deszczu. Rozwijał się wtedy na powierzchni stożka system płytkich cieków dystrybucyjnych o układzie roztokowym bądź dominował zalew warstwowy. W czasie zmniejszenia przepływu wód, najprawdopodobniej w okresach mniejszej ablacji lodowca, dochodziło do tworzenia się cienkich lamin oliwkowych mułków w zamierających, płytkich kanałach cieków dystrybucyjnych.

W rozwoju stożka sandrowego zaznaczają się wyraźnie trzy fazy zależne od położenia czoła lodowca Tungnaár. W pierwszej fazie, przed rokiem 1986, zaznaczyła się przewaga akumulacji nad erozją (ryc. 3). Powolnej recesji czoła lodowca towarzyszyło sukcesywne rozcinanie jego powierzchni, szczególnie głębokie po szarzy Tungnaár w 1995 r. W trzeciej fazie ewolucji stożka sandrowego strefa agradacji osadów stożka przesunęła się w kierunku północnym, a starsza i wyżej położona część proksymalna i środkowa formy uległa erozji przez liniowy przepływ wód roztopowych (ryc. 3).

Literatura

- Andrzejewski L., Molewski P. 2000. Glacitectonic disturbances of the limno – and glaciofluvial deposits in the marginal zones of Skeidararjökull and Tungnaarjökull (Iceland) and their glaciodynamic conditions. *Quaestiones Geographicae*, 21: 13–25.
- Freysteinnsson S. 1968. Tungnaárjökull. *Jökull*, 18: 371–388.
- Freysteinnsson S. 1984. Tungnaárjökull – langskurðarméling 1959–1979. (Tungnaárjökull profile surveys 1959–1979). *Jökull*, 34: 131–139.
- Heim D. 1992. Sandergenease und Gletcherentwässerung am Kötlujökull (Höfdabrekkujökull), Südisland, *Polarforschung*, 62: 95–128.
- Krüger J. 1994. Glacial processes, sediments, landforms, and stratigraphy in the terminus region of Mrdalsjökull, Iceland. *Folia Geographica Danica*, XXI: 233.
- Krüger J. 1997. Development of minor outwash fans at Kötlujökull, Iceland. *Quaternary Sci. Rev.*, 16: 649–659.
- Olszewski A., Karasiewicz M.T. 1998. Tekstura i struktura osadów moreny dennej oraz deformacje podmorenowe na bliskim przedpolu Tungnaárjökull, Islandia. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedimentacyjne i postsedymantacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wyd. UW, Warszawa, s. 41–57.
- Olszewski A., Weckwerth P. 1998. Depozycja i deformacja wytopiska na sandrze Höfdabrekkujökull (Islandia) i ich implikacje lito-, morfo- i glaciogeniczne. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedimentacyjne i postsedymantacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wyd. UW, Warszawa, s. 85–102.
- Sigurðsson S.T. 1970. Gravity survey on Western Vatnajökull. (*Þyngdarmélingar á Vatnajökli*). *Jökull*, 20: 38–44.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., Karasiewicz M.T., Olszewski A., Weckwerth P. 2005. Geomorfologia przedpola Tungnaárjökull. [W:] P. Molewski (red.), *Rekonstrukcja procesów glacialnych w wybranych strefach marginalnych lodowców Islandii – formy i osady*. UMK, Toruń, zał. 1.

