

**REKONSTRUKCJA PROCESÓW GLACJALNYCH
W WYBRANYCH STREFACH MARGINALNYCH
LADOWCÓW ISLANDII – FORMY I OSADY**

Islandia, 14–28 sierpnia 2005

TERENOWE WARSZTATY GEOMORFOLOGICZNE

*dedykowane koledze
dr. Mieczysławowi Sinkiewiczowi
uczestnikowi badań na Islandii
w dziesiątą rocznicę śmierci*

Instytut Geografii UMK
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

REKONSTRUKCJA PROCESÓW GLACJALNYCH
W WYBRANYCH STREFACH MARGINALNYCH
LADOWCÓW ISLANDII – FORMY I OSADY

Reconstruction of glacial processes in the chosen marginal zones
of the Icelandic glaciers – forms and deposits

Islandia, 14-28 sierpnia 2005

Przewodnik wycieczki terenowej

Toruń 2005

Redakcja
Paweł Molewski

Recenzent
Władysław Niewiarowski

Projekt okładki
Paweł Molewski, Anita Krawiec

Komitet Honorowy Warsztatów

Prof. Andrzej Kostrzewski – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Prof. Helgi Björnsson – University of Iceland, Reykjavík

Prof. Magnús T. Gudmundsson – University of Iceland, Reykjavík

Prof. Andrew J. Russell – University of Newcastle

Prof. Elżbieta Mycielska-Dowgiałło – Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Prof. Edward Wiśniewski – Pomorska Akademia Pedagogiczna, Słupsk

Komitet Organizacyjny Warsztatów

Prof. Leon Andrzejewski – przewodniczący

Dr Jacek Szmańda – sekretarz

Dr Małgorzata Luc

Dr Mirosław Karasiewicz

Dr Paweł Molewski

Dr Piotr Weckwerth

Na okładce: zdjęcie satelitarne lodowców Tungnaár i Skaftár (zachodnia część lodowca Vatna) i terasa kemowa w strefie marginalnej lodowca Tungnaár. Na czwartej stronie okładki mapa geologiczna Islandii (za „Landmaelingar Islands”) z lokalizacją prezentowanych stanowisk.

© Instytut Geografii UMK
Oficyna Wydawnicza TURPRESS

ISBN 83-89743-01-9

Oficyna Wydawnicza TURPRESS
87-100 Toruń, ul. Mickiewicza 109
tel./fax (56) 622 75 73, www.turpress.com.pl

Przygotowanie do druku:
Mirosław Głodkowski, 603 882 012

Druk:
Drukarnia Księży Werbistów
Górna Grupa, ul. Klasztorna 4, tel. (52) 33 06 377

Spis treści

Wprowadzenie

Helgi Björnsson

Present day glaciation of Iceland: glacier geometry, subglacial geology, mass balance, flow, hydrology and future perspectives	9
Współczesne zlodowacenie Islandii: geometria lodowcowa, geologia subglacjalna, bilans masy, ruch lodowców, hydrologia i przyszłe perspektywy	

Magnús T. Gudmundsson

Characteristics and morphological impact of subglacial volcanic activity in Iceland	13
Charakterystyka i skutki morfologiczne subglacjalnej aktywności wulkanicznej na Islandii	

Leon Andrzejewski

Historia zlodowaceń Islandii	21
History of Icelandic glaciations	

S T A N O W I S K A

1.

Jacek Szymańda, Paweł Molewski, Małgorzata Luc, Leon Andrzejewski

Kształtowanie się rzeźby glacialnej i glaciofluwialnej na przykładzie fragmentu środkowej części strefy marginalnej Tungnaárjökull	29
Formation of the glacial and glaciofluvial relief, case study – middle part of Tungnaárjökull marginal zone	

2.

Leon Andrzejewski, Paweł Molewski, Jacek Szymańda

Paleohydrologiczne następstwa dynamiki Tungnaárjökull – zapis w formach i osadach północnej części strefy marginalnej	39
Palaeohydrological consequences of Tungnaárjökull dynamics – recorded in landforms and deposits in the north part of the marginal zone	

3.

Paweł Molewski, Jacek Szymańda, Leon Andrzejewski

Sedymentologia osadów terasy kemowej w północno zachodniej części przedpola Tungnaárjökull i jej paleogeomorfologiczna interpretacja	47
The sedimentology of kame terrace deposits in the north-west side of Tungnaárjökull forefield and its palaeogeomorphological interpretation	

4.

Mirosław T. Karasiewicz

Dynamika Sólheimajökull i zjawiska wielkich powodzi lodowcowych (jökulhlaups) na jego przedpolu	57
Dynamics of Sólheimajökull and jökulhlaups events on its forefield	

5.

Piotr Weckwerth, Antoni Olszewski

- Osady i ewolucja wytopiska typu pierścieniowo-normalnego w strefie marginalnej Höfdabrekkujökull 63
Deposits and evolution of the rimmed-normal kettle in the Höfdabrekkujökull marginal zone

6.

Andrew J. Russell

- The geomorphological & sedimentary impact of jökulhlaups Skeidarársandur ... 73
Geomorfologiczne i sedymentologiczne skutki katastrofalnych powodzi lodowcowych sandru Skeidarár

7.

Edward Wiśniewski

- Rzeźba strefy marginalnej Skeidararjökull 97
Relief of marginal zone of Skeidararjökull

8.

Paweł Molewski, Antoni Olszewski

- Zapis sedymentologiczny osadów w zbczu przełomu Gigjukvisl i ich znaczenie paleomorfologiczne (strefa marginalna Skeidarárjökull) 107
Sedimentological record of deposits in a slope of Gigjukvisl gap and its palaeomorphological significance (marginal zone of Skeidarárjökull)

9.

Maciej Dąbski, Bartosz Fabiszewski, Alina Pękalska

- Strefa marginalna lodowca Fláa – wiek moren, próba zastosowania lichenometrii . 123
Marginal zone of Fláajökull – age of moraines, use of lichenometry

10.

Maciej Dąbski

- Grunty strukturalne i inne formy sortowania powierzchniowego w strefie marginalnej lodowca Fláa 131
Patterned grounds and other forms of superficial sorting in marginal zone of Fláajökull

11.

Piotr Angiel, Krzysztof Borkowski, Dorota Giriat, Ewa Smolska, Piotr Szwarczewski

- Szlak sandrowy Fláajökull – wskaźnikowe cechy sedymentologiczne dynamiki środowiska 139
Fláajökull outwash plain – indicator sedimentological features of depositional environment dynamics

- Słowniczek terminów geograficznych islandzko-polski** 147

Załączniki:

1. Geomorfologia przedpola Tungnaárjökull
2. Geomorfologia przedpola Höfdabrekkujökull
3. Geomorfologia przedpola Skeidarárjökull

Wprowadzenie

Dla współczesnego geomorfologa i geologa Islandia jawi się jako wyspa niezwykle atrakcyjna. Na jej niewielkim obszarze koncentrują się nadal aktywne zjawiska i procesy, które w przeszłości formowały współczesne oblicze Ziemi. Islandia, bowiem nadal znajduje się w stadium tworzenia, o czym decydują jednocześnie zachodzące intensywne procesy endogeniczne i egzogeniczne.

Procesy endogeniczne uwarunkowane są położeniem Islandii w strefie rozsuwania się płyt litosfery, tj. Północnoamerykańskiej i Euroazjatyckiej. Procesy te są szczególnie intensywne w obrębie strefy neowulkanicznej, która obecnie zajmuje ok. 25% powierzchni wyspy, natomiast charakter i intensywność procesów egzogenicznych determinuje klimat Islandii i jej orografia. Do najbardziej spektakularnych zjawisk należą te, które powstają na kontakcie ww. procesów. Należą do nich m.in. subglacjalne erupcje wulkaniczne i ich konsekwencje, takie jak np. wielkie powodzie lodowcowe (isl. *jökulhlaups*).

Fakt występowania na Islandii kilku rozległych czap lodowcowych i ich dynamika stwarza szczególnie sprzyjające warunki dla badań z zakresu geomorfologii glacialnej. Niezależnie od różnych uwarunkowań współczesnego rozwoju lodowców Islandii i zlodowaceń plejstocénskich Niżu Europejskiego, istnieje wiele procesów glacialnych i glaciofluwialnych uniwersalnych, niezależnych od tych uwarunkowań. Zatem rekonstrukcja procesów, które zachodziły na obszarze Polski podczas zlodowaceń plejstocénskich w wielu przypadkach może opierać się o badania współczesnych stref marginalnych lodowców Islandii. Fakty te sprawiają, że już od wielu lat badania te są w kręgu zainteresowań polskich geomorfologów.

Problematyka Terenowych Warsztatów Geomorfologicznych zaprezentowana w niniejszym przewodniku obejmuje niektóre wyniki badań prowadzonych przede wszystkim przez geomorfologów z Instytutu Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu oraz zaproszonych do zaprezentowania swoich badań, geomorfologów i sedymentologów z Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego.

Część warsztatowa przewodnika poprzedzona jest trzema syntetycznymi artykułami dotyczącymi podstawowych zagadnień z zakresu geologii i glaciologii Islandii.

Problematyka Warsztatów dotyczy szeregu zagadnień z zakresu szeroko rozumianej geomorfologii glacialnej, tj.:

- rekonstrukcji zasięgów lodowców od końca Małej Epoki Lodowej w oparciu o badania form oraz zapisów sedymentologicznych,
- zmian paleohydrologicznych w strefach marginalnych lodowców,
- rekonstrukcji środowisk sedymentacyjnych osadów budujących różne formy glacialne, glaciofluwialne i glacialimniczne,

- genezy i ewolucji wybranych form terenu w obrębie współczesnych stref marginalnych,
- sedymentologicznych i morfologicznych skutków katastrofalnych powodzi,
- datowań lichenometrycznych form glacialnych,
- gruntów strukturalnych i innych form sortowania powierzchniowego.

Problematyka ta zostanie zaprezentowana w oparciu o szereg udokumentowanych stanowisk położonych w obrębie stref marginalnych lodowców: Tungnaár, Sólheima, Höfdabrekku, Skeidarár, Fláa (por. czwarta strona okładki).

Uczestnicy warsztatów będą ponadto mieli również okazję zaobserwować szereg innych niezwykle fascynujących zjawisk i procesów rzeźbotwórczych.

Organizatorzy warsztatów z satysfakcją przyjęli duże zainteresowanie ze strony polskich geomorfologów i geologów Terenowymi Warsztatami Geomorfologicznymi na Islandii. Jesteśmy przekonani, że udział w Warsztatach dostarczy jej uczestnikom, poza korzyściami poznawczymi, niezapomnianych wrażeń i przeżyć.

Leon Andrzejewski
Paweł Molewski

Aktualne badania na Islandii geomorfologów z Instytutu Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu finansowane są z Grantu KBN nr 2 PO4E 045 26.

Podziękowania

Organizatorzy Warsztatów Geomorfologicznych serdecznie dziękują Panu Prof. Helgi Björnssonowi za okazaną wszechstronną pomoc w czasie naszych kolejnych wypraw naukowych na Islandię oraz za udział w sesji naukowej poprzedzającej Warsztaty. Równie serdecznie dziękujemy Panu Prof. Magnúswi T. Gudmundssonowi Prezydentowi Islandzkiego Towarzystwa Glacjologicznego za umożliwienie nam korzystania ze stacji glacjologicznej „Jökulheimar” w czasie badań przy lodowcu Tungnaár i w czasie trwania Warsztatów oraz za udział w sesji naukowej.

Acknowledgements

Organizers of the Geomorphological Workshop are very grateful to Prof. Helgi Björnsson for a comprehensive help during all our scientific expeditions to Iceland as well as His participation in a scientific session preceding the Workshop. We are also very grateful to Prof. Magnús T. Gudmundsson, the President of Icelandic Glaciological Society, for enabling us using the glaciological station „Jökulheimar” while our research near the Tungnaárjökull as well as during the Workshop. We also value a lot His participation in the scientific session during the Workshop.

Present day glaciation of Iceland: glacier geometry, subglacial geology, mass balance, flow, hydrology and future perspectives

Współczesne zlodowacenie Islandii: geometria lodowcowa, geologia subglacialna, bilans masy, ruch lodowców, hydrologia i przyszłe perspektywy

Streszczenie: Współczesne lodowce (isl. *jökull*) Islandii zajmują około 11% jej powierzchni i reprezentują prawie wszystkie formy, od lodowców cyrkowych po rozległe czapy lodowe, w tym największa lodowca Vatna. Roczny opad atmosferyczny obniża się tu od 4000–7000 mm na południowych nadbrzeżnych lodowcach, gdzie średnia temperatura wynosi 4°C, do 0,4 mm na północnych krańcach lodowca, gdzie średnia temperatura wynosi około 0°C. Roczny bilans masy lodowca netto waha się od 2 do 3 m ekwiwalentu wodnego. Współczesne wielkie powodzie lodowcowe (isl. *jökulhlaups*) na Islandii związane są z 15 jeziorami zastoisłowymi. Typowe parametry tych powodzi to: przepływy maksymalne od 500–3000 m³/s, 2–5 dni trwania zjawiska i odpływ całkowity 2000x10⁶ m³. Szacuje się, że przepływy w prehistorycznych powodziach tego typu, mogły sięgać 400 000 m³/s. Powstają one w wyniku glacialno-wulkanicznej interakcji, w trakcie, której powstające wody roztopowe odprowadzane są w kierunku stref marginalnych lodowców lub akumulowane w jeziorach subglacialnych. Zakumulowane wody roztopowe odprowadzane są okresowo z jezior subglacialnych i sporadycznie podczas erupcji wulkanicznych. Typowa prędkość powierzchniowa lodowców islandzkich na linii równowagi waha się od 0,1 do 1 m na dzień, a zjawiskiem powszechnym są szarże lodowcowe. Modele symulacyjne sugerują, że ocieplenie klimatu wyspy o 3°C spowodowałoby zanik współczesnych czap lodowych w ciągu 200 lat.



Climatic conditions and topographical features have resulted in extensive glaciation of Iceland. At present, the lowest glaciation limit is at 600 m in northwest Iceland, it lies at 1,100 m along the southern and northern coast, and 1,200–1,300 m in the central highland, except in the rain shadow north of Vatnajökull where it rises to over 1,700 m. About 11% (11,300 km²) of Iceland is covered by ice with a total volume 3,600 km³, equivalent to a 35 m thick ice layer evenly spread over the country. This corresponds to the accumulated precipitation falling on Iceland in 20 years. Almost all forms of glaciers are represented, from cirque glaciers to extensive ice caps, extending from an elevation of 2,000 m down to

sea level. On the main ice caps, 40–65% of the surface is above the present glaciation limit (or the equilibrium line altitude (ELA) for zero mass balance), but only 10–20% of the sub-ice surface.

Glaciers in Iceland show high rates of mass turnover and discharge of meltwater. The annual precipitation falls from 4–7 m in the southern coastal glaciers where the mean temperature is 4°C to 0.4 mm in the northern margin of Vatnajökull where the mean temperature is about 0°C. In the central areas of the ice cap, the winter balance has typically been about 2.5 m of water equivalent but the summer balance has varied from +0.5 to –0.5 m, and hence the net mass balance has varied from 2 to 3 m. At the glacier termini of 700–800 m elevation, the summer balance is typically about –5 m, and –10 m at 50–100 m. Mass balance measurements on Vatnajökull since 1992 and Langjökull since 1997, show fluctuation in ELA ranging from 300–400 m. The accumulation areas have varied in size from 80% to 30% of the total glacier surface. Typical annual turnover rates of Vatnajökull in a zero mass balance year have been about 0.7% of the entire ice mass, and losses in extreme years about 0.3% (1 m on the average over the entire ice cap). For a year of zero net balance, the specific runoff from Vatnajökull corresponding to the summer balance is about $60 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, averaged over the entire glacier and the whole year, dropping down to $30 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ in the years of the most positive glacier mass balance. Rain on the glaciers during the five summer months may add $10\text{--}20 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ to the specific discharge from the glacier.

At present, glacier outburst floods (jökulhlaups in Icelandic) originate from some fifteen marginal ice-dammed lakes in Iceland. Typical values for peak discharges are $500\text{--}3,000 \text{ m}^3/\text{s}$, duration 2–5 days and total volumes of $2,000 \times 10^6 \text{ m}^3$. Glacier–volcano interactions produce meltwater that either drains toward the glacier margin or accumulates in subglacial lakes. Accumulated meltwater drains periodically in jökulhlaups from the subglacial lakes and occasionally during volcanic eruptions. The release of meltwater from glacial lakes can take place by two different mechanisms. Drainage can begin at pressures lower than the ice overburden in conduits that expand slowly due to melting of the ice walls by frictional and sensible heat in the water. Alternatively, the lake level rises until the ice dam is lifted and water pressure in excess of the ice overburden opens the waterways; the glacier is lifted along the flowpath to make space for the water. In this case, discharge rises faster than can be accommodated by melting of the conduits. Jökulhlaups drain regularly from six subglacial geothermal areas in Iceland. From Grímsvötn in Vatnajökull, jökulhlaups have occurred at a 1–10 year interval with a peak discharge of $500\text{--}50,000 \text{ m}^3/\text{s}$, 2 days to 3 weeks duration and total volumes of $0.5\text{--}4 \text{ km}^3$. Jökulhlaups originating at geothermal areas beneath ice cauldrons located 10–15 km northwest of Grímsvötn have a peak discharge of $200\text{--}1,500 \text{ m}^3/\text{s}$ in 1–3 days, the total volume is $50\text{--}350 \times 10^6 \text{ m}^3$, and they recede slowly in 1–2 weeks. Since the time of the settlement of Iceland (870 A.D.), at least 80 subglacial volcanic eruptions have been reported in Vatnajökul. The potentially

largest and most catastrophic jökulhlaups may be caused by eruptions in the voluminous ice-filled calderas in northern Vatnajökull (of Bárðarbunga and Kverkfjöll). They may be the source of prehistoric jökulhlaups, with estimated peak discharge of 400,000 m³/s. The peak discharge of the largest floods from Katla in Mýrdalsjökull has been estimated at the order of 100–300,000 m³/s, duration was 3–5 days and the total volume of the order of 1–4 km³. Jökulhlaups from subglacial lakes may transport on the order of 10⁷ tons of sediment per event but during violent volcanic eruptions the sediment load has been 10⁸ tons. Jökulhlaups may profoundly affect landscapes, devastate vegetated areas, and threaten lives, roads, bridges and hydroelectrical power plants on glacier-fed rivers. Their effects on the landscape are seen in the erosion of large canyons and in the transport and deposition of sediments over outwash plains.

The glaciers are dynamically active and responsive to climatic fluctuations. Typically the surface velocity at the equilibrium line may vary from 0.1 to 1 m/day and the response time to mass balance variations from one to five decades. Surges are common in all the major ice caps in Iceland and historical reports of surge occurrence go back several centuries. Data collection and regular observation over the last several decades have permitted a detailed description of several surges, from which it is possible to generalize on the nature of surging in Icelandic glaciers. Combining the historical records of glacier front variations and recent field research, we summarize the geographic distribution of surging glaciers, their subglacial topography and geology, the frequency and duration of surges, changes in glacier surface geometry during the surge cycle, and measured velocity changes compared to calculated balance velocities. We note the indicators of surge onset and describe changes in ice-, water- and sediment fluxes during a surge. Surges accomplish a significant fraction of the total mass transport through the main outlet glaciers of ice caps in Iceland and have important implications for their hydrology. Our analysis of the data suggests that surge-type glaciers in Iceland are characterized by gently sloping surfaces and that they move too slowly to remain in balance given their accumulation rate. Surge frequency is neither regular nor clearly related to glacier size or mass balance. Steeply sloping glaciers, whether hard- or soft-bedded, seem to move sufficiently rapidly to keep in balance with the annual accumulation

Model simulations suggest that with 3°C warming, the present ice caps may disappear in 200 years.

Magnús T. Gudmundsson

Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavik

Characteristics and morphological impact of subglacial volcanic activity in Iceland

Charakterystyka i skutki morfologiczne subglacjalnej aktywności wulkanicznej na Islandii

Streszczenie: Podczas maksymalnego zasięgu zlodowaceń plejstoceni- skich Islandia była prawie całkowicie pokryta przez lądolód (Norddahl, 1990), dlatego też erupcje subglacjalne przez długi czas były głównym przejawem aktywności wulkanicznej. W wyniku tych erupcji powsta- ły w plejstocenie hialoklastyczne wały, kopuły i góry stołowe (Kjartansson, 1959). Współ- cześnie do największych erupcji podlodowych dochodzi w strefie neowulkanicznej pod czapami lodowcowymi Vatna i Mýrdals. Do plejstoceni- skich osadów wulkanicznych, które powstały pod pokrywą lodu należą głównie lawy poduszkowe, hialoklastyczne tufy oraz brekcje. Łącznie zajmują one powierzchnię 10–11 tys. km² (Chapman i in., 2000). Ich wy- stępowanie w osadach z górnego pliocenu i dolnego plejstocenu świadczy o sporadycz- nym istnieniu wówczas pokrywy lodowej na Islandii (Geirsdóttir, Eiríksson, 1994). Młod- szymi formami, utworzonymi pod pokrywą lodową na początku holocenu, są niektóre z gór stołowych. Ich powstanie związane jest z etapem wzmożonej aktywności wulkanicz- nej podczas zanikania pokrywy lodowej na Islandii. Duże znaczenie morfologiczne sub- glacjalnej aktywności wulkanicznej ma zjawisko katastrofalnych powodzi lodowcowych (jökulhlaups), które przyczyniają się do tworzenia sandrów w południowej części Islandii. Sprzyjające warunki do gromadzenia się wody pod lodem istnieją podczas erupcji w ob- rębie wcześniej powstałej subglacjalnej misy jeziornej, jak w przypadku Grimsvötn (Gud- mundsson i in., 2004). Wody gwałtownych powodzi subglacjalnych transportowały duże ilości materiału z miejsca erupcji na przedpole lodowca. Procesom tym sprzyja erupcja eksplozywna, w wyniku, której powstaje znaczna ilość drobnoziarnistej tefry. Gwałtow- nemu wypływowi wód na przedpolu lodowca towarzyszy powstanie równin sandrowych i delt. Przejawem działalności erozyjnej tych wód są kaniony subglacjalne. Dla określenia wpływu aktywności wulkanicznej na rzeźbę terenu Islandii istotne są zależności pomię- dzy działalnością wulkaniczną a tworzeniem się lodowców. Procesy erupcji subglacjal- nych są, bowiem powodem tworzenia się wysokich form rzeźby terenu. Z drugiej strony istnienie tych form przyczynia się do rozwoju lodowców. Powyższe sprzężenia zwrotne pozostają w dużej mierze niezbadane.



Iceland was glaciated to a varying degree throughout the Pleistocene and at present 11% of the island is ice covered. During the maximum extent of Pleis- tocene glaciations Iceland may have been almost completely covered by ice sheets

(e.g. Norddahl, 1990). This implies that subglacial volcanism has for long periods been the main form of volcanic activity; in some parts of the volcanic zones the landscape is dominated by hyaloclastite ridges, mounds and tuyas (table mountains) formed in subglacial eruptions during the Pleistocene (e.g. Kjartansson, 1959). Frequent eruptions in Vatnajökull and Mýrdalsjökull in recent times have been an important part of volcanic activity in Iceland, producing numerous tephra layers preserved in the soil outside the glaciers and in the glaciers themselves, (e.g. Larsen, 2002). Eruptions within glaciers often cause large jökulhlaups, and have had a profound effect on landscape formation and morphology of the volcanic zones. Very high magnitude jökulhlaups have occurred repeatedly in historic times, accompanying eruptions in Katla. The large sandur plains in southern Iceland are considered to have formed mainly by sediment deposition in repeated large jökulhlaups that were caused mainly by volcanic activity in Mýrdalsjökull and Vatnajökull (e.g. Maizels, 1991). In addition, ice melting by volcanic activity has occurred at partly ice-covered stratovolcanoes, such as Öræfajökull, Eyjafjallajökull and Hekla. Prehistoric Holocene jökulhlaups, considered to have been caused by volcanic activity, have carved out large canyons both in Jökulsá á Fjöllum and in Markarfljót.

Evidence of subglacial eruptions

Studies of present-day eruptions under glaciers provide fundamental data on interaction of eruptions and glaciers. Parameters that can be studied include heat transfer, ice melting and deformation, drainage of water from eruption sites, and jökulhlaups resulting from eruptions. However, the subglacial volcanic products are usually poorly exposed and internal stratification can only be inferred from indirect methods such as geophysical prospecting and constraints provided by melting rates. The exposed hyaloclastite ridges, mounds, tuyas and other features formed in volcano-ice interaction during earlier periods of more extensive glacial cover have been the main source of information on the morphology and form of volcanic activity under glaciers. Stratigraphic mapping and lithofacies analysis of individual units that make up the subglacially-formed volcanoes provide the basis of our present understanding of subglacial volcanism. However, such studies do not provide good constraints on the rates of processes, and limited information can be obtained on the glacier response and meltwater drainage. Analysis of processes during subglacial eruptions based on physical principles, material properties of magma, tephra, ice and water yield important insight. Most such studies have been on heat transfer in subglacial eruptions (see Gudmundsson, 2005, and references therein).

Recent volcano–ice interaction

The number of volcanic eruptions in Iceland in the 20th Century was between 40 and 45. Out of these, 17 belong to two 8–10 year periods of unrest, in Askja in the 1920s and Krafla in 1975–84. Out of the remaining 25 or so, 16 occurred within glaciers or caused jökulhlaups (Fig. 1; Gudmundsson, 2005). This demonstrates how large a role subglacial eruptions and ice–volcano interaction play in volcanic activity in Iceland at present. The 20th Century was in no way unusual. On the basis of tephrochronology and written contemporary sources, Larsen (2002) concluded that eruptions within glaciers account for more than half of known eruptions in historical times.

The most detailed information to date on the behaviour of a subglacial eruption was obtained from monitoring of the 13 day long Gjálp eruption in Vatnajökull in October 1996. It occurred under initially 600–750 m thick ice between

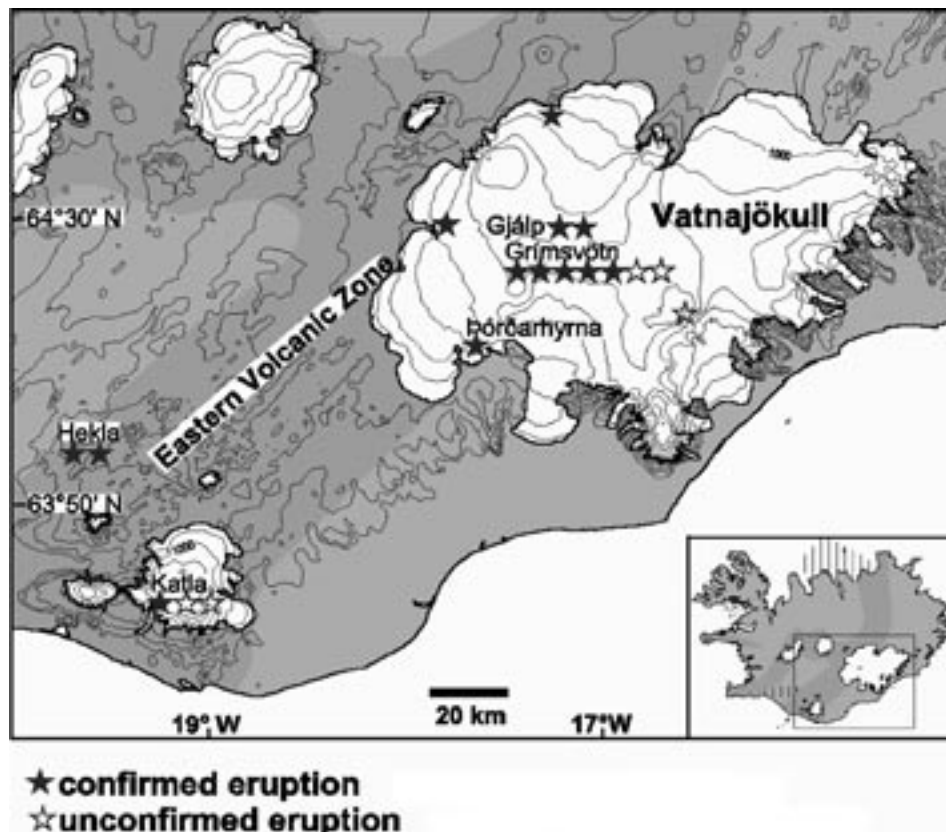


Fig. 1. Source localities of subglacial eruptions and eruptions that caused jökulhlaups in Iceland in the 20th Century (after Gudmundsson, 2005).

the large central volcanoes of Bárðarbunga and Grímsvötn, with about 3 km³ of meltwater drained into the subglacial caldera lake of Grímsvötn. This meltwater was released in a swift jökulhlaup about 3 weeks after the end of the eruption. The eruption created a 0.7 km³ hyaloclastite ridge under the glacier. About 0.07 km³ were transported with meltwater into the subglacial Grímsvötn caldera, and some 0.01–0.02 km³ were dispersed over the glacier surface as airborne tephra (Gudmundsson et al., 2004). Other volcanic eruptions during the last decade are those that occurred within the Grímsvötn caldera in 1998 and 2004. The volume of magma (>0.1 km³) in the Grímsvötn eruptions was much less than in Gjalp, and in comparison melting was minor. A contributing factor to the lesser impact of the Grímsvötn eruptions was the much smaller ice thickness, 50–200 m, leading to a very short subglacial phase and a prolonged explosive phreatomagmatic phase issuing tephra over Vatnajökull.

The largest eruption within a glacier in the 20th Century was that of Katla in 1918. The total volume of erupted material exceeded 1 km³ and a large part of it was transported by the meltwater and deposited on Mýrdalssandur during the catastrophic jökulhlaup caused by the early subglacial phase of the eruption. The melting rate was greater than 10⁵ m³/s, leading to a jökulhlaup peak discharge that has been estimated at about 300,000 m³/s (Tómasson, 1996). Historical records and tephrostratigraphic studies reveal 20 Katla eruptions in the last 1100 years (Larsen, 2000). The tephrostratigraphical record extracted from the ablation areas of Vatnajökull revealed 27 previously unknown eruptions, mostly for the period before 1600 AD (Larsen et al., 1998). Grímsvötn has been very active, with 60 known eruptions since 1200 AD, accounting for almost 75% of the total number in Vatnajökull. Volcanic activity for the last 1100 years (the time since the settlement of Iceland) has been extensively studied while the record before 900 AD is known in much less detail. However, the tephrostratigraphy around Mýrdalsjökull suggests that water–magma interaction has been the dominant style of activity in this predominantly basaltic central volcano during the Holocene (Larsen, 2000; Thorarinsson, 1975). This suggests that the ice cap of Mýrdalsjökull has existed throughout most of the Holocene.

Pleistocene volcanism

The Pleistocene ice sheets in Iceland repeatedly extended beyond the present coast during their maximum extent. During glaciations eruptions under ice produced mainly pillow lavas, hyaloclastite tuffs and breccias. Currently, hyaloclastites and pillow lavas cover 10–11 thousand km² within the volcanic zones, not counting presently ice–covered areas or subglacially–formed rhyolites (Chapman et al., 2000). The widespread occurrence of hyaloclastites, pillow lavas and breccias in formations from Upper Pliocene and Lower Pleistocene (0.78–3.3 Ma)

testifies to the intermittent existence of ice cover in Iceland during this period (e.g. Geirsdóttir, Eiríksson, 1994).

The contrasting environmental conditions between ice covered and ice free periods have led to the buildup of a volcanic strata that contrasts with the regular subaerially-formed lava pile of the Tertiary (Saemundsson, 1979). During the Pleistocene steep-sided mountains and other volcanic units of limited aerial extent were built, forming a landscape of high relief. The principal types of landforms are the tuya and the hyaloclastite ridge. The tuyas are usually made of a complete section that consists of: (1) basal layer of pillow lavas formed in a fully subglacial eruption; (2) a tuff cone created in an explosive subglacial to emergent phase; (3) a gently sloping lava cap formed in a subaerial effusive eruption; and (4) hyaloclastite breccia (lava delta) that has grown as the lava advanced into an englacial lake surrounding the growing volcano. The ridges often only have the basal pillow lavas and the tuff cone/tuff ridge. A complete tuya should therefore be regarded as an end member of a spectrum with formations composed exclusively of pillow lavas at the other end of the spectrum. In contrast to the form of activity in glacial periods, during interglacials subaerial lavas spread out and filled the valleys between the hyaloclastite mountains. At the same time glacial erosion formed U-shaped valleys, fjords, and alpine landscape in places.

There are strong indications that a large peak occurred in volcanic production rate at the start of the Holocene, resulting in large outpouring of lava, producing large monogenetic shield volcanoes and extensive lava fields (e.g. MacLennan et al., 2002). It is possible that some of the tuyas represent the first stage of this peak in production rate. If so, these large tuyas were formed within a declining ice sheet. This peak in activity was the result of enhanced partial melting in the mantle, caused by decompression when the overburden pressure dropped as the ice sheet vanished.

Meltwater drainage during subglacial eruptions

Jökulhlaups appear to be an integral part of subglacial eruptions, occurring when the meltwater created in eruptions escapes from underneath the glacier. Conditions for ponding of water only exist where an eruption occurs within a pre-existing subglacial lake such as Grímsvötn (Gudmundsson et al., 2004). This is consistent with the 20th Century record which shows that eruptions within the Grímsvötn caldera have not led to immediate drainage of the meltwater. The effect of eruptions within Grímsvötn on lake level are small since melting of floating ice does not raise the lake level, the only rise that may happen occurs to make space for the volcanic material (Björnsson, 1988). In virtually all other cases initial conditions are such that meltwater will start to migrate along the base towards the

glacier edge. Initial temperature of the meltwater will greatly enhance the opening of subglacial meltwater pathways, as demonstrated in Gjálp.

The Pleistocene ridges, tuyas and pillow sheets provide limited evidence on style of drainage. If the glacier was warm-based, a more or less continuous drainage may have been the most common style of activity, at least during early stages of eruption. The continuity of the passage zone (the contact between subaerially formed lava and the underlying breccias) on many tuyas testifies to a semi-stable water level for considerable periods of time during construction of the volcanoes. How an englacial lake enclosing an erupting volcano can maintain such stable water levels has not been adequately explained.

In some eruptions a large part of the erupted material is transported with the meltwater away from the eruption site. This seems to be the case for Katla. Conditions favourable for this occur where an eruption is explosive, creating fine-grained tephra, and where the meltwater can flow rapidly away, for example when the eruption site is located on a slope. This may lead to the formation of extensive layers or deltas outside the margins of the glacier. The changes on Mýrdalssandur in 1918 are the best documented example of this. Moreover, erosional power of large subglacial jökulhlaups may be considerable, leading to the formation of subglacial canyons.

Concluding remarks

Eruptions within glaciers and the associated jökulhlaups will in near future continue to be a hazard in areas around Mýrdalsjökull and Vatnajökull. The need for a more complete understanding of this hazard and how to mitigate it, adds impetus to research in this field. Studies of subglacial volcanism have advanced in recent years both from direct observations of eruptions, mapping of deposits formed in subglacial eruptions during past glaciations, and by improved understanding of the physics of ice-volcano interaction. From the viewpoint of geomorphology, outstanding problems include a better quantification of the contributions of volcanic eruptions to sedimentation on the sandar in south Iceland and elsewhere. Another interesting area of study would be to explore the interaction of volcanism and glacier formation. The subglacial eruptions tend to create landscape of high relief. In turn, high mountains lead to conditions favourable for the formation of glaciers. The potential role of such feedbacks remains largely unexplored.

References

- Björnsson, H., 1988: Hydrology of ice caps in volcanic regions. *Soc. Sci. Isl.* 45, Reykjavík: 139 pp.
- Chapman, M.G., Allen C.C., Gudmundsson, M.T., Gulick, V.C., Jakobsson, S.P., Lucchitta B.K., Skilling, I.P., Waitt. R.B., 2000: Volcanism and ice interactions on Earth and Mars. In: J.R. Zimbelman, T.K.P. Gregg (Eds.) *Environmental effects on volcanic eruptions*. Kluwer/Plenum, New York: 39–73.
- Geirsdóttir, Á., Eiríksson, J., 1994: Growth of an intermittent ice-sheet in Iceland during the late Pliocene and early Pleistocene. *Quaternary Research* 42: 115–130.
- Gudmundsson, M.T., 2005: Chapter 6: Subglacial volcanic activity in Iceland. In: C.J. Caseldine, A. Russell, J. Hardardóttir, Ó. Knudsen (Eds.) *Iceland: Modern processes, Past Environments*. Elsevier: 127–151.
- Gudmundsson, M.T., Sigmundsson, F., Björnsson, H., Högnadóttir, Th., 2004: The 1996 eruption at Gjalp, Vatnajökull ice cap, Iceland: efficiency of heat transfer, ice deformation and subglacial water pressure. *Bull. Volc.* 66: 46–65.
- Kjartansson, G., 1959: On the geology and geomorphology of Iceland II. The Móberg Formation. *Geografiska Annaler* 41: 139–143.
- Larsen, G., 2000: Holocene eruptions within the Katla volcanic system, south Iceland: Characteristics and environmental impact. *Jökull* 49: 1–28
- Larsen, G., 2002: A brief overview of eruptions from ice-covered and ice-capped volcanic systems in Iceland during the past 11 centuries: frequency, periodicity and implications. In: J. L. Smellie, M. Chapman (Eds.) *Ice-volcano interaction on Earth and Mars*. Geological Society, London Spec. Publ. 202: 81–90.
- Larsen, G., Gudmundsson, M.T., Björnsson, H., 1998: Eight centuries of periodic volcanism at the center of the Iceland Hot Spot revealed by glacier tephrostratigraphy. *Geology* 26: 943–946.
- MacLennan, J., Jull, M., McKenzie, D., Slater, L., Grönvold, K., 2002: The link between volcanism and deglaciation in Iceland. *G3*, 3, 11. DOI: 10.1029/2001GC000282.
- Maizels, J., 1991: The origin and evolution of the Holocene sandur deposits in areas of jökulhlaup drainage, Iceland. In: J.K. Maizels, C. Caseldine (Eds.): *Environmental change in Iceland: Past and present*. Kluwer: 267–302.
- Norrdahl, H., 1990: Late Weichselian and early Holocene deglaciation history of Iceland. *Jökull* 40: 27–50.
- Saemundsson, K., 1979: Outline of the geology of Iceland. *Jökull* 29: 7–28.
- Thorarinsson, S., 1975: Katla og annáll Kötlugosa. [Katla and an annal of Katla eruptions]. *Árbók Ferðafélags Íslands* 1975: 125–149.
- Tómasson, H., 1996: The jökulhlaup from Katla in 1918. *Annals of Glaciology* 22: 249–254.

Historia zlodowaceń Islandii

History of Icelandic glaciations

Abstract: On the background of the geology and palaeogeographic conditioning of Iceland, the history of glaciations development on the island has been outlined. In the Plio – Pleistocene period, that is between 3.3–0.7 Ma ago, on the area of Iceland 9 glacial – interglacial cycles can be distinguished, of which every cycle lasted in average about 180 ka. During the previous 700 ka, in the upper Pleistocene period, it is assumed that 5 following glacial – interglacial cycles, lasting from 120 to 140 ka, took place on Iceland. The ultimate expansion of the ice sheet on the area of Iceland had place during the Vistulian (Weichselian) glaciation, which lasted here from 120 to 10 ka ago. The present morphology of Iceland is largely the effect of volcanic and glacial activity in the mentioned period. The maximum of Vistulian glaciation falls to 25–30 ka BP, and its decline proceeded in stages on the turn of the Late Glacial and Holocene. The present glaciers of Iceland spread over 11 785 km², which is 11.4% of Iceland's total surface. They feature varying dynamics and ice balance, which is determined by the geothermal factor as well as climatic and physiographic conditions. Moreover, another characteristic feature of many Icelandic outlet glaciers is their sudden advance – surge.



Islandia w sensie geologicznym należy do tzw. islandzkiego plateau bazaltowego w północnej części Atlantyku, o powierzchni około 350 000 km². Jedynie 30% tego obszaru wznosi się ponad poziom oceanu w postaci wyspy o powierzchni 103 000 km². Najstarsze skały budujące jej powierzchnię powstały około 14–16 mln lat temu (Thordarson, Hoskuldsson, 2002). Przyjmując, że wiek Ziemi wynosi 1 rok, Islandia ukształtowała się zaledwie 2 dni temu, natomiast pierwsze lodowce pojawiły się na niej około 5 godz. temu. Geolodzy islandzcy wydzielają w historii geologicznej wyspy trzy okresy (Thordarson, Hoskuldsson, 2002). Pierwszy, obejmujący wczesny, środkowy i górny miocen (25–3,3 Ma), drugi, plio-plejstoceni (3,3–0,7 Ma) oraz współczesny, młodszy od 700 ka zwany górnoplejstoceni. Około 7 Ma temu na Islandii pojawiają się pierwsze sygnały pogorszenia się warunków klimatycznych, natomiast już około 3,3 Ma temu rozwijają się na Islandii pierwsze lodowce. Progresa ochłodzenia, a także zwiększająca się wilgotność klimatu sprawiły, że już 2,5 Ma temu większa część Islandii pokryta była zwartą czaszą lodową, a około 2,2 Ma temu cały jej obszar był pokryty lodem. W okresie plio-plejstoceni, a więc pomiędzy 3,3–0,7 Ma temu wy-

różnia się na Islandii dziewięć cykli glacialno – interglacialnych, z których każdy trwał średnio około 180 ka (Thordarson, Hoskuldsson, 2002).

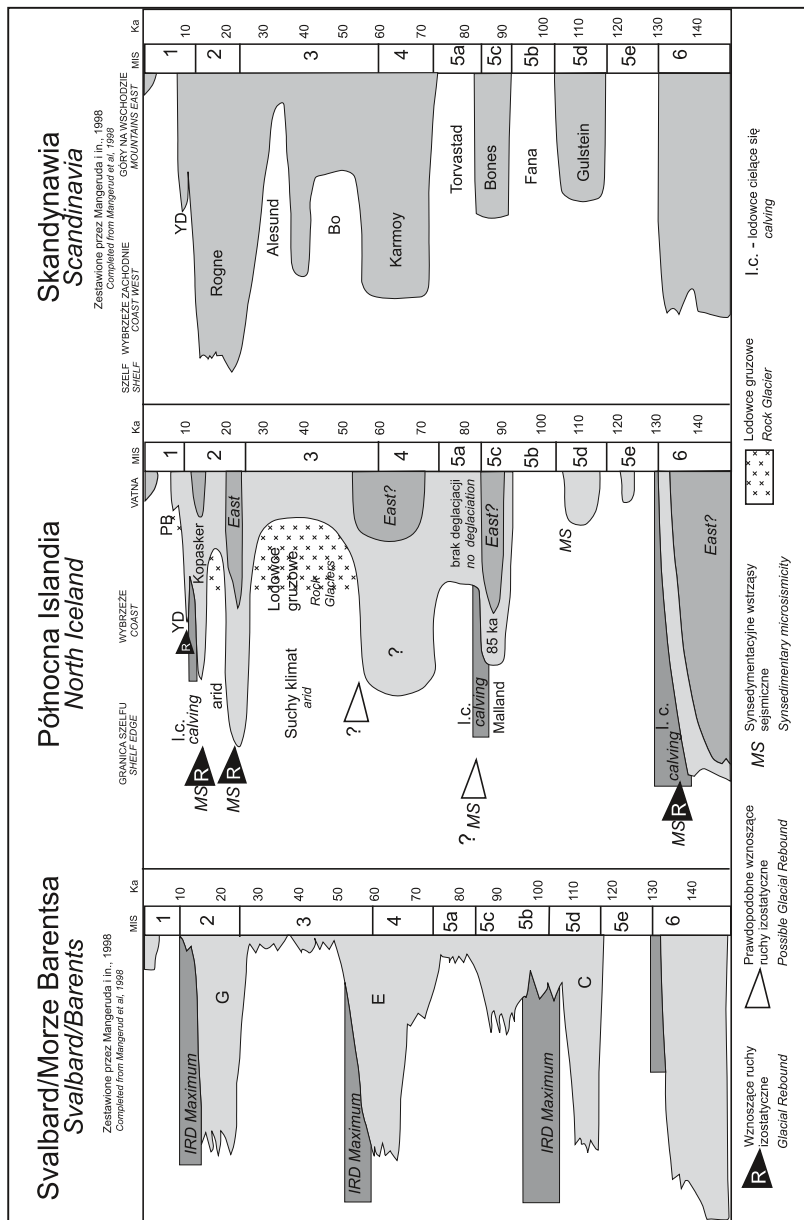
Okres górnoplejstoceniński obejmujący ostatnie 700 ka, zaznaczył się wzmożoną aktywnością wulkaniczną na Islandii. Została w tym czasie ukształtowana rozległa strefa neowulkaniczna obejmująca około 25% jej powierzchni. Wahania klimatyczne w tym czasie zaznaczyły się kolejnymi okresami glacialnymi i interglacialnymi. Przyjmuje się, że w tym okresie miało miejsce pięć kolejnych cykli glacialno – interglacialnych, które trwały średnio od 120 ka do 140 ka (Thordarson, Hoskuldsson, 2002).

Okresy glacialne wyraziły się w budowie geologicznej Islandii zasadniczo większym udziałem utworów charakterystycznych dla subglacialnych erupcji wulkanicznych, tj. law poduszkowych oraz budujących wulkaniczne grzbiety palagonitów, z których najbardziej typową skałą jest brekcja tufowa typu „móberg”. Brekcja ta kształtowana jest w warunkach kontaktu z lodem i wodami roztopowymi. Często utwory te pokrywają lawy spływowe formujące szczytowe partie wulkanicznych gór stołowych.

Cykle glacialno – interglacialne wyraziły się sekwencjami osadów morskich z arktyczną, a następnie borealną fauną, jako efekt glacioizostatycznych transgresji morskich oraz osadów rzecznych i jeziornych ze szczątkami flory i horyzontami gleb kopalnych. Sekwencje te często pokrywają potoki lawowe. Utwory bezpośredniej akumulacji lodowcowej tzn. gliny morenowe miały najczęściej teksturę diamiktonową (tillity). W obrębie szelfu okresy glacialne rejestrują osady glacialno–morskie. W okresach interglacialnych w większym stopniu powstawały pokrywy wulkanicznych law bazaltowych oraz produkty erupcji typu „tephra”.

Rozwój czasz lodowych na Islandii aktualnie jak i w przeszłości, uwarunkowany jest głównie czynnikami klimatycznymi. Subarktyczny morski klimat Islandii kształtowany jest na styku ciepłych i zimnych prądów morskich, powodujących ścieranie się tu mas powietrza o odmiennych cechach. Sytuacja ta sprzyja wysokim opadom, których średnie wartości wahają się od 3000 mm na dalekiej północy do około 400 mm na południowo wschodnich krańcach wyspy. Grubość pokrywy śnieżnej nagromadzonej w ciągu roku na lodowcach dochodzi do kilku, a lokalnie nawet do kilkunastu metrów. Tak, więc niezależnie od stosunkowo wysokich średnich temperatur, których wartości zmieniają się w zależności od rejonów Islandii i usytuowania nad poziomem morza, granica wiecznego śniegu przebiega stosunkowo nisko. Na południowych skłonach Vatnajökull i Mýrdalsjökull (lodowiec isl. *jökull*) położona jest na wysokości 1100 m n.p.m. i podnosi się do około 1700 m n.p.m. na północ od lodowca Vatna. W skrajnie północnych częściach wyspy obniża się natomiast do około 550 m n.p.m. Rozwojowi lokalnych pokryw lodowych sprzyja także rzeźba terenu, szczególnie rozległe plateaux bazaltowe, kratery i grzbiety wulkaniczne (Björnsson, 1979).

Ostatnie największe rozprzestrzenienie lądolodu na terenie Islandii miało miejsce podczas zlodowacenia vistuliańskiego, które trwało tutaj od 120 ka do

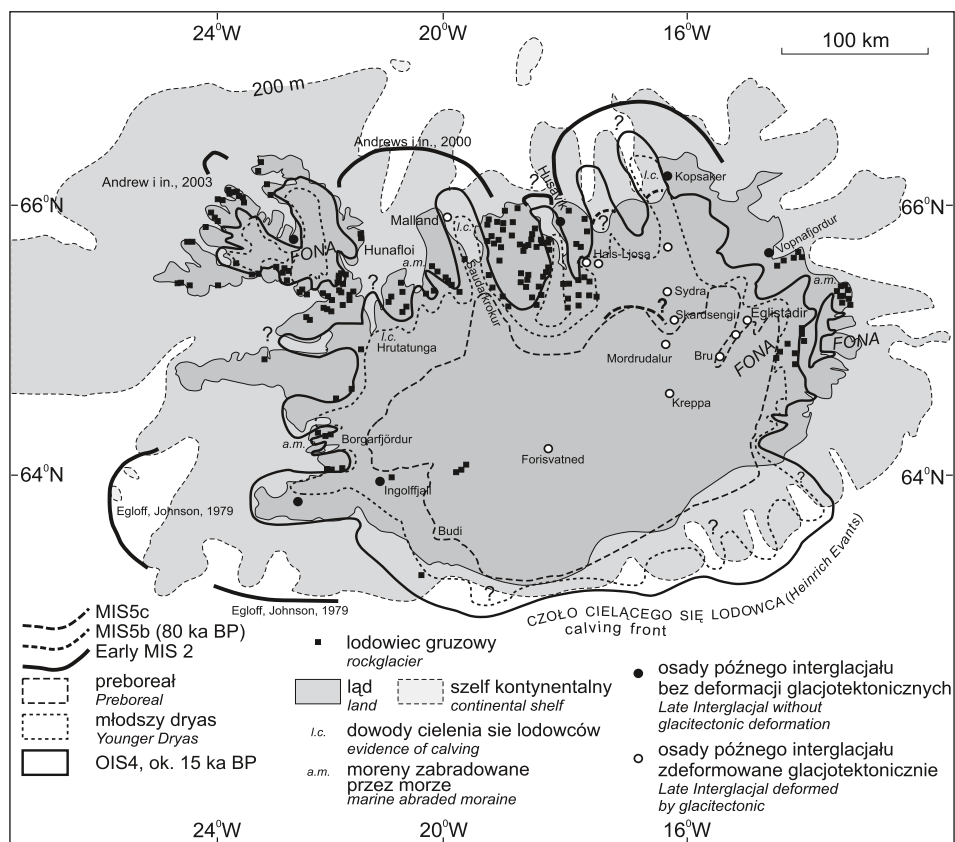


Ryc.1. Modele stratygraficzne zlodowaceń wistulianskich na obszarze Svalbardu i Morza Barentsa, Północnej Islandii i Skandynawii (Van Vliet-Lanoë i in., 2004).

Fig.1. Stratigraphic models of Vistulian (Weichselian) glacialiations in area of Svalbard and Barents Sea, Northern Iceland and Scandinavia (Van Vliet-Lanoë et al., 2004).

10 ka temu. Współczesna rzeźba Islandii jest w znacznym stopniu efektem tego okresu. Maksimum zlodowacenia vistulianskiego przypada na ka. lat. Ocenia się, że poziom oceanu był w tym czasie niższy o 100–150 m. Łądolód rozprzestrzenił się znacznie poza dzisiejszy zarys wyspy obejmując swoim zasięgiem fragmenty szelfu na odległość około 130 km. Od 18 ka BP rozpoczyna się generalna tendencja kurczenia się pokrywy lodowej (Björnsson, 1979; Thordarson, Hoskuldsson, 2002; Einarsson, 1979; Hjartanson, 1991; Ingólfsson, 1991; Van Vliet–Lanoë i in., 2002). Model kilku vistuliańskich epizodów glacialnych na terenie północnej Islandii oraz próbę ich korelacji ze zlodowaceniami Svalbardu i szelfu Morza Barentsa oraz Skandynawii, przedstawili ostatnio Van Vliet–Lanoë i in. (2004) (ryc. 1). Wynika z niego, że po okresie interglacjału eemskiego na obszarze Islandii wyróżnić można, co najmniej trzy zasadnicze okresy wzmożonej aktywności lodowców, tj. w okresie wczesno-, środkowo- i późnovistuliańskim. Model ten nawiązuje generalnie do obserwacji Mangeruda i in. (1998) z obszaru Skandynawii i Svalbardu. Rozrost czasz lodowych na obszarze Islandii wynikał zasadniczo ze zmian klimatycznych, które wyrażały się okresowym zwiększaniem wilgotności, głównie wzrostem opadów. Pomiędzy okresem środkowovistuliańskim, a późnovistuliańskim w północnej Islandii, w warunkach suchego i zimnego klimatu, rozwinęło się szereg lodowców gruzowych.

Dyskusyjne jest zagadnienie dynamiki i przebiegu deglacjacji obszaru Islandii w okresie po maksymalnym zasięgu czaszy lodowej, co jak już wspomniano miało miejsce około 25–30 ka temu. Ewolucja poglądów w tej kwestii dotyczyła przyjęcia modelu etapowej deglacjacji jednego zlodowacenia (Kjartannsson, 1966 *vide* Van Vliet–Lanoë i in. 2004; Thorarinsson, 1951 *vide* Van Vliet–Lanoë i in. 2004) lub dwukrotnych awansów, tj. starszego przed böllingiem oraz kolejnego w młodszym dryasie, po których następowała etapowa recesja (Einarsson, 1979). Istnieją także trudności w korelacji tych zdarzeń w południowej i północnej części Islandii, co jak już wspomniano wynika z dość istotnych różnic klimatycznych pomiędzy tymi obszarami. Nie wnikając w szczegóły dyskusji można przyjąć, że w okresie plenivistuliańskim na terenie Islandii i jej szelfie zasięg czaszy lodowej ulegał zmianom, które wyrażają cztery stadiały (fazy). Maksymalny zasięg około 25–30 ka temu, którego ślady w postaci osadów glacialno-morskich rejestrowane są w obrębie szelfu, stadiał z najstarszego dryasu (Kopasker, Fnjoskadalus), stadiał z młodszego dryasu (Aftanes) oraz stadiał z okresu preborealnego (Budi) (ryc. 2). Po tym okresie nastąpiła wyraźna poprawa warunków klimatycznych, co spowodowało prawie całkowity zanik lodowców. Późnoglacialne ruchy glacioizostacyjne i eustatyczne wyraziły się zmianami poziomu morza. W południowej części wyspy najwyżej usytuowane linie brzegowe sięgają około 100 m n.p.m., w pozostałych jej częściach osiągają od 40 m do 50 m n.p.m. Wczesny holocen wyraził się jednak zdecydowaną przewagą wznoszących ruchów izostacyjnych, czego wynikiem było szybkie obniżenie się poziomu morza, prawdopodobnie do około –20 m w stosunku do obecnego poziomu.



Ryc. 2. Zasięgi zlodowaceń Islandii w vistulianie (Van Vliet–Lanoë i in., 2004).

Fig. 2. The extents of Icelandic glaciations during the Vistulian (Weichselian) (Van Vliet–Lanoë et al., 2004).

Od okresu borealnego na obszarze Islandii notuje się ekspansję lasów brzo-zowych. Proces ten zahamowany został około 2500 lat B.P. w wyniku nagłego pogorszenia się warunków klimatycznych. Rozrost czap współczesnych lodowców islandzkich należy wiązać z tym właśnie okresem. W okresie początków kolonizacji wyspy, tj. w IX w. jeszcze około 25% jej powierzchni pokrywały zwarte lasy brzo-zowe, które aktualnie łącznie z zaroślami zajmują zaledwie 1%. Zmiany klimatyczne, związane z nadejściem Małej Epoki Lodowej, już we wczesnym średniowieczu spowodowały ekspansję niektórych lodowców, większość z nich jednak, swoje maksymalne zasięgi osiągnęła pod koniec XIX w.

Współcześnie lodowce na Islandii zajmują powierzchnię 11 785 km², co stanowi 11,4% jej obszaru. Do największych należą: Vatnajökull, 8538 km², Langjökull, 1022 km², Hofsjökull, 996 km², Mýrdalsjökull, 701 km² i Drangajökull, 199 km². Charakteryzują się one zmienną dynamiką i bilansem lodowym, co

obok uwarunkowań klimatycznych i fizjograficznych determinuje czynnik geotermalny (Van Vliet–Lanoë i in., 2002). Cechą charakterystyczną wielu wypustowych lodowców islandzkich są ich nagłe awanse o charakterze surge'u (Thorarinsson, 1964). Zjawiska te przebiegają bardzo nieregularnie i ze zróżnicowaną dynamiką. Wyrażają się one głównie zmianami w morfologii lodowców oraz wyraźną transformacją rzeźby na ich przedpolach. Ocenia się, że takie cechy posiada nieco ponad 50% powierzchni współczesnych lodowców na Islandii. Brak jest też jak dotąd określenia jednoznacznych przyczyn tych zjawisk. Wyraźne przyspieszenie prędkości ruchu lodowców może mieć wiele uwarunkowań. Do głównych zalicza się: zmiany struktury termicznej lodowca, dynamikę naprężeń ścinających w jego podłożu, zmiany subglacialnego reżimu hydrologicznego, a także niestabilność osadów podłoża. Według Boultona i Hindmarsha (1987) właśnie hydrologia nieskonsolidowanych osadów podłoża jest kluczem do określenia mechanizmu szarży lodowej.

Literatura

- Björnsson, H., 1979: Glaciers in Iceland. *Jökull* 29: 74–80.
- Boulton, G. S., Hindmarsh R.C.A, 1987: Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *J. Geophys. Res.*, 92, B9: 9059–9082.
- Einarsson, T., 1979: The deglaciation of Iceland. *Norsk. Geol. For. Med.* 13: 18 s.
- Hjartarson, Á., 1991: A revised model of Weichselian deglaciation in south and south west Iceland. W: J.K. Maizels, C. Caseldine (Red.) *Environmental Change in Iceland: Past and Present*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 67–77.
- Ingólfsson, Ó., 1991: A review of the late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland. W: J.K. Maizels, C. Caseldine (Red.) *Environmental Change in Iceland: Past and Present*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 13–29.
- Mangerud, J., Dokken, T.M., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingólfsson, Ó., Landvik, J.Y., Mejdahl, V., Svendsen, J.I., Vorren, T.O., 1988: Fluctuations of the Svalbard–Barents Sea Ice Sheet the last 150,000 years. *Quaternary Science Reviews* 17, 1–3: 11–42.
- Thorarinsson, S., 1964: Sudden Advance of Vatnajökull Outlet Glaciers 1930–1964. *Jökull* 14: 76–89.
- Thordarson, T., Hoskuldsson, A., 2002: Iceland. *Classic Geology in Europe* 3. Terra: 200 s.
- Van Vliet–Lanoë, B., Gudmunsson, A., Bourgeois, O., Dauteuil, O., Embry, J.C., Guillou H., Schneider, J.L., 2004: The Last Glacial in Northern Iceland: a limited extent? (w druku).

STANOWISKA

**Jacek Szmańda, Paweł Molewski,
Małgorzata Luc, Leon Andrzejewski**

Instytut Geografii UMK, Toruń

**Kształtowanie się rzeźby glacialnej
i glaciofluwialnej na przykładzie fragmentu
środkowej części strefy marginalnej
Tungnaárjökull**

Formation of the glacial and glaciofluvial relief, case study – middle part of Tungnaárjökull marginal zone

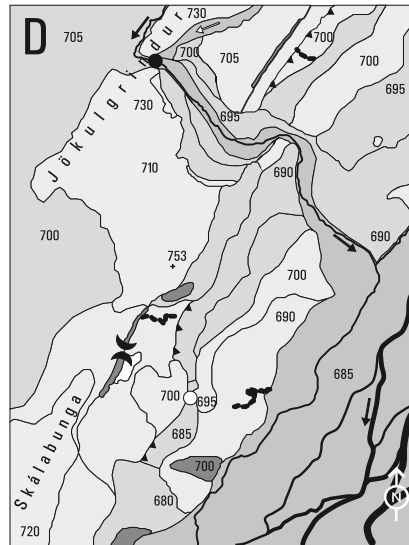
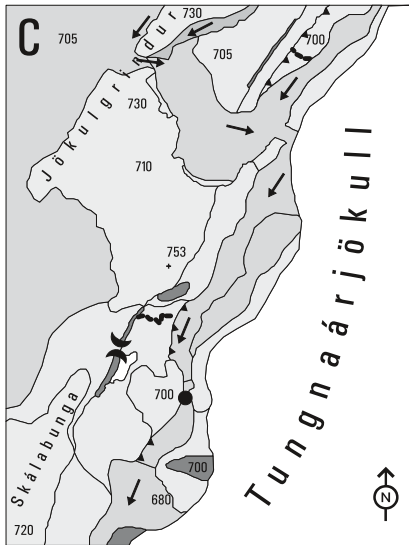
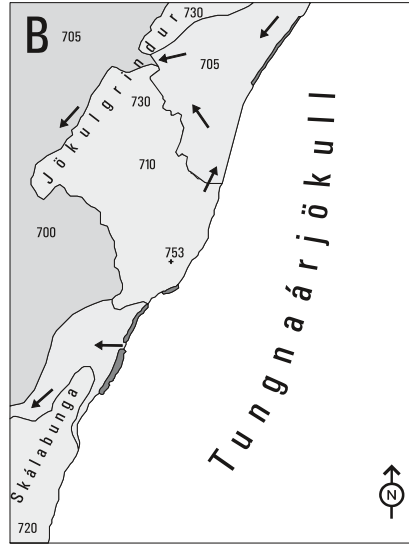
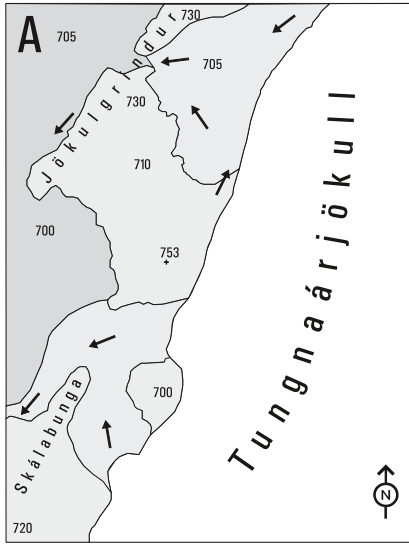


Stanowisko/Site 1

Abstract: Geomorphological and sedimentological research was conducted in a fragment of the middle part of Tungnaárjökull marginal zone, about 3 km towards north from the Icelandic Glaciological Station “Jökulheimar” in an area between Jökulgrindur and Skálabunga volcanic ridges. Three phases of a glacier’s limits were delimited within a researched fragment of the Tungnaárjökull marginal zone. Among the forms marking the glacier’s limits in the distinguished phases there are the followings: end moraine ramparts, sedimental ice–contact escarpment and hummocky moraine zone with the moraine hills (fig. 1, D). It is assumed, two of the limitation zones pointed out in the researched area are associated with the furthest glacier’s extent at the end of 19th century. An outflow of the melt water during a maximal glaciation in the Little Ice Age was lead in the extramarginal zone along the western slopes of the Jökulgrindur and Skálabunga volcanic ridges (fig. 1: A, B). A sedimental ice–contact escarpment, moraine ramparts and extramarginal sandurs were then created. After the glacier’s snout regression towards east from the ice–contact escarpment the melting water begun its outflow in the south–west direction. It flew within the area of a shaped the marginal zone between the volcanic ridges and the glacier (fig. 1, C). Along the glacier’s limit the hummocky end moraines got created and within the glacier’s base an undulating moraine plateau. In the later times the melting water modified and destroyed a glacial relief established earlier on. In the northern and eastern parts of the researched area the lower sandur levels were formed (fig. 1, D). The results of sedimentological analyses of glacial and glaciofluvial deposits from researched area are presented in fig. 2 (grain size distribution) and fig. 3 (grain size parameters).

Wstęp

Obszar prowadzonych badań znajduje się w środkowej części strefy marginalnej Tungnaárjökull, około 3 km na północny wschód od stacji glaciologicznej „Jökulheimar” (ryc. 1, D). Powierzchnia tego obszaru wynosi w przybliżeniu



0 km 1

- | | | | | | | | | | | | |
|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 |
| | 7 | | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 |
| | 13 | | 14 | | 15 | | 16 | | 17 | | 18 |
| | 19 | | 20 | | 21 | | 22 | | | | |

4,5 km². W jego północno zachodniej części wznoszą się wzgórza grzbietu wulkanicznego Jökulgrindur, o maksymalnej wysokości 753 m n.p.m. i około 50 m wysokości względnej, a w części południowo zachodniej grzbiet wulkaniczny Skálabunga, o wysokości około 730 m n.p.m. Grzbiety te budują późnoplejstocenijskie pokrywy wulkaniczne zaliczane do formacji „móberg”. Od zachodu z grzbietami tymi sąsiadują wczesnoholocenijskie pokrywy wulkaniczne Sylgjuhraun. Pokrywy te tworzą rozległą równinę położoną na wysokości 700–705 m n.p.m. Równinę tą tworzą głównie szaro-brunatne potoki lawowe, o urozmaiconej powierzchni, o charakterze pokryw żuźlowych typu „apalhraun”. Lokalnie na ich powierzchni występują piaski sandrowe lub jasnobrunatne pyły wulkaniczne (tefra). W zachodniej części analizowanego obszaru, w obrębie wspomnianej równiny, niemal na całej jej powierzchni zalega bruk deflacyjny składający się z ostrokrawędzistych żwirów i głazów bazaltowych.

Przebieg wymienionych grzbietów wulkanicznych z północnego wschodu na południowy zachód, w istotny sposób warunkuje procesy glacialne i glaciofluwialne w analizowanym fragmencie strefy marginalnej Tungnaárjökull. Przykład wzajemnych zależności pomiędzy tymi procesami i rzeźbą wulkaniczną przedstawia omawiany fragment strefy marginalnej.

Ryc. 1. Szkice geomorfologiczne analizowanej części strefy marginalnej Tungnaárjökull: A – rekonstrukcja zasięgu czoła lodowca i kierunków odpływu wód roztopowych w fazie poprzedzającej jego maksymalny zasięg w końcu XIX w., B – zasięg czoła lodowca i kierunki odpływu wód roztopowych w fazie maksymalnego zasięgu jego czoła w końcu XIX w., C – rekonstrukcja zasięgu czoła lodowca i kierunków odpływu wód w jednej z faz po maksimum zlodowacenia w XX w., D – rzeźba współczesna, stan z roku 2004; 1 – grzbiety wulkaniczne, 2 – grzbiety wulkaniczne z pokrywą morenową, 3 – powierzchnia wulkaniczna z pokrywą osadów sandrowych i pyłów wulkanicznych, 4 – moreny czołowe, 5 – sedymentacyjna krawędź kontaktu lodowego, 6 – morena denna pagórkowata, 7 – morena denna falista, 8 – morena denna płaska, 9 – sandry ekstramarginalne, 10 – wyższy, marginalny poziom sandrowy, 11 – niższy, marginalny poziom sandrowy, 12 – współczesny poziom sandrowy, 13 – dziurawy sandr, 14 – erozyjne powierzchnie wód roztopowych, 15 – marginalne doliny wód roztopowych, 16 – równina osadów zastojsowych, 17 – oz, 18 – brama morenowa, 19 – wodospady: a – suche i b – czynne, 20 – rzeka, 21 – kierunki odpływu wód, 22 – wysokości w m n.p.m.

Fig. 1. Geomorphological sketches of analysed part of Tungnaárjökull marginal zone: A – reconstruction of glacial snout limit and directions of melt water outflow in proceeding phase of maximum extent at the end of 19th century, B – glacial snout limit and directions of melt water outflow during its maximum extent at the end of 19th century, C – reconstruction of glacial snout limit and directions of melt water outflow in one of its phases after a maximum glaciation in 20th century, D – present relief, state from 2004; 1 – volcanic ridge, 2 – volcanic ridge with moraine cover, 3 – volcanic surface with sandur and volcanic dust cover, 4 – end moraines, 5 – sedimentary ice-contact escarpment, 6 – hummocky moraine, 7 – undulate ground moraine, 8 – flat ground moraine, 9 – extramarginal outwashes, 10 – upper, marginal outwash level, 11 – lower, marginal outwash level, 12 – present outwash level, 13 – pitted outwash plain, 14 – erosive meltwater surface, 15 – meltwater marginal valley, 16 – plain of glaciolacustrine deposits, 17 – esker, 18 – moraine gate, 19 – waterfalls: a – dry, b – active, 20 – river, 21 – water flow directions, 22 – altitude a.s.l. in meters.

Charakterystyka rzeźby glacialnej i glaciofluwialnej

Na wschód od masywów wulkanicznych rozpościera się strefa marginalna Tungnaárjökull objęta zlodowaceniem w czasie Małej Epoki Lodowej (MEL). Lodowiec osiągnął swój maksymalny zasięg pod koniec XIX w., tj. w latach 1880–1890 (Freysteinnsson, 1968). Maksymalny zasięg lodowca znacząco niewielkie, do 2 m wysokości względnej, wały moren czołowych o przebiegu północny wschód – południowy zachód. Formy te położone są w północnej i środkowej części analizowanego terenu (ryc. 1, D). W środkowej części badanego obszaru w wale moreny czołowej znajduje się brama morenowa, przez którą obecnie przebiega droga. Maksymalny zasięg lodowca na południowo-wschodnim zboczach grzbietu Jökulgrindur wyznacza wał moreny bocznej, zbudowany głównie z głazów średnicy o 10–30 cm.

Na przedpolu moren czołowych, znajdują się najstarsze i najwyżej położone, ekstramarginalne równiny sandrowe o wysokości 700–705 m n.p.m. (ryc. 1, D). Na zapleczu moren czołowych występują płaskie równiny moreny dennej. W centralnej części analizowanego obszaru w obrębie płaskiej równiny morenowej wyróżniono niewielki wał ozowy o długości około 140 m i wysokości względnej dochodzącej do 1 m. Na zapleczu moreny czołowej, na południe od wspomnianej wcześniej bramy morenowej, występuje nieckowate obniżenie o powierzchni około 0,5 ha wypełnione osadami zastoiskowymi. Na wschód od zastoiska na wysokości 700 m n.p.m. znajdują się wychodnie skał masywu wulkanicznego Skálabunga z pokrywą morenową.

Mimo braku form czołowo-morenowych, maksymalny zasięg Tungnaárjökull w MEL, w obrębie masywów wulkanicznych, można określić na podstawie różnic litologicznych wyraźnie czytelnych w utworach powierzchniowych. Tereny nieobjęte zlodowaceniem zbudowane są z ostrokrawędzistych bloków lub okruców frakcji żwirowej. Na terenach zlodowaconych na powierzchni zalega pokrywa morenowa zbudowana z głazów i żwirów poddanych obróbce w środowisku glacialnym i glaciofluwialnym. Głazy lodowcowe o średnicy dochodzącej maksymalnie do 3 m układają się w ciąg wzdłuż granicy zasięgu lodowca, dopełniając linię znaczoną przez wały czołowo-morenowe.

Istotny element rzeźby badanego obszaru stanowi krawędź morfologiczna ciągnąca się z północnego wschodu na południowy zachód, równoległe do moren czołowych maksymalnego zasięgu lodowca w końcu MEL. Wysokość tej krawędzi dochodzi miejscami do 10 m. U jej podstawy, w północnej części analizowanego terenu znajduje się fragment falistej moreny dennej z wałem ozowym, którego zachowana część ma długość 90 m, a wysokość względna osiąga 7 m. Wał ten łączy się z poziomem płaskiej moreny dennej o wysokości około 705 m n.p.m. W środkowej i południowej części analizowanego terenu, u podstawy krawędzi morfologicznej, znajduje się niższy od ekstramarginalnego, marginalny poziom sandrowy z charakterystycznym fragmentem dziurawego sandru. Omawiana kra-

wędź morfologiczna interpretowana jest jako sedymentacyjna krawędź kontaktu lodowego.

Na wschód od marginalnego poziomu sandrowego obniżającego się od wysokości około 700 m n.p.m. na północy do wysokości 680 m n.p.m. na południu badanego obszaru, rozpościera się strefa form znaczących kolejny postój lodowca. Strefa ta wykształcona została w postaci moreny pagórkowatej o deniwelacjach dochodzących do 10 m. Z wcześniejszych badań wynika, że była ona częściowo zdrumlinizowana (zał. 1). Jednak wyróżniony wówczas fragment zdrumlinizowanej moreny dennej został rozmyty przez rzekę roztokową płynącą wzdłuż czoła Tungnaárjökull. Wysokość bezwzględna moreny pagórkowatej obniża się od około 700 m n.p.m. na północy do około 695 m n.p.m. w środkowej części analizowanego fragmentu strefy marginalnej lodowca (ryc. 1, D). Na zapleczu strefy pagórków morenowych, w obrębie falistej równiny moreny dennej o wysokości około 690 m n.p.m., w morfologii terenu wyróżnia się najdłuższy i najlepiej zachowany na badanym obszarze wał ozowy. Jego długość przekracza 200 m, a wysokość dochodzi do 10 m. Na południe od moreny pagórkowatej zasięg postoju lodowca znaczą dwa izolowane wzgórza morenowe otoczone różnowiekowymi poziomami sandrowymi i moreną denną falistą. Jedno ze wzgórz o wyraźnym stożkowatym kształcie wznosi się na wysokość około 20 m i ma charakter stożka glacyj-marginalnego (Zieliński, 1992).

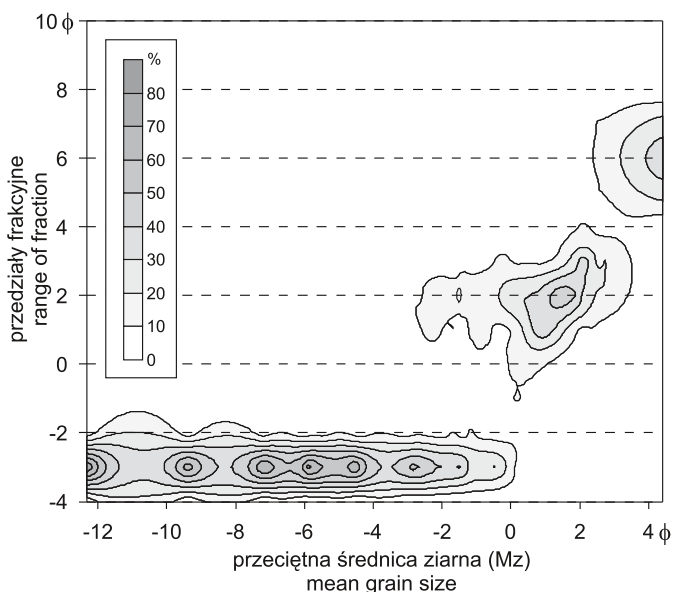
W północnej części badanego obszaru, na południowy wschód od grzbie- tu Jökulgrindur, wykształciły się cztery główne poziomy sandrowe. Najwyższy, z nich, to poziom wspomnianego wcześniej sandru ekstramarginalnego. Kolejny, drugi, nawiązuje do wspomnianego, marginalnego poziomu sandrowego, znajdującego się na zapleczu sedymentacyjnej krawędzi kontaktu lodowego. Trzeci, marginalny poziom sandrowy, rozcina wyżej zalegające poziomy i łączy się z rozległym sandrem położonym w środkowo- wschodniej części analizowanego obszaru. Tutaj podcinany jest przez współczesną rzekę roztokową płynącą równolegle do czoła Tungnaárjökull z północnego wschodu na południowy zachód. Wysokość trzeciego poziomu obniża się z północnego zachodu na południowy wschód od 695 m n.p.m. do 690 m n.p.m. Czwarty, marginalny poziom sandrowy, jest aktualnie kształtowany przez rzekę roztokową płynącą od przełomu przez grzebień Jökulgrindur. W środkowo wschodniej części analizowanego obszaru, rzeka ta łączy się z rzeką płynącą wzdłuż Tungnaárjökull w poziomie współcześnie kształtowanego przez nią sandru o wysokości 685 m n.p.m.

Cechy uziarnienia osadów

W analizowanym obszarze pobrano 37 próbek osadów z powierzchni form glacialnych i glacyjfluwialnych oraz dwie z powierzchni wulkanicznej. Próbkę osadów pobierano z szurfów, z głębokości około 30–50 cm. Analizy laborato-

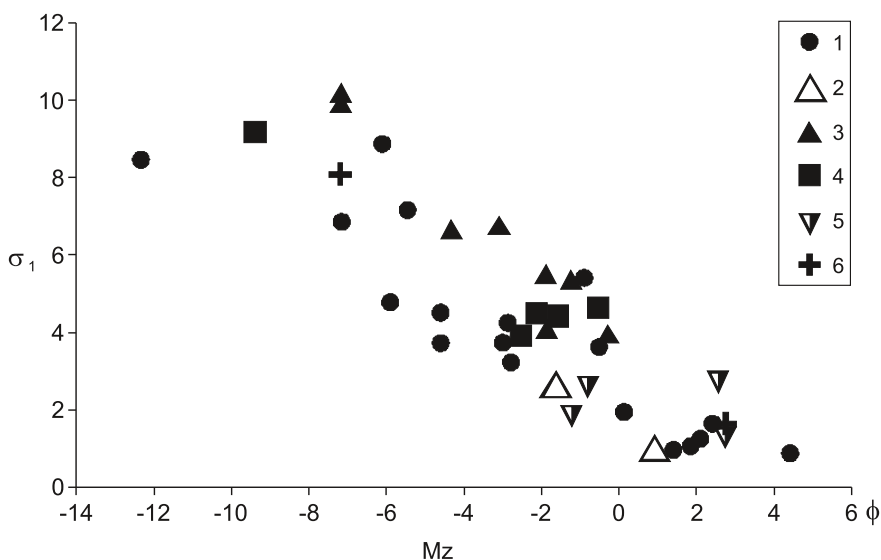
ryjne wykonano metodą kombinowaną (sitowo–laserową). Zastosowano zestaw sit o rozmiarach oczek: 10; 5; 2; 1; 0,8; 0,5; 0,25; 0,1 i 0,05 mm. Wyniki analizy uziarnienia uzyskane w przedziałach z sit przeliczono następnie z krzywej kumulacyjnej na przedziały co 1 phi. Rozmiary największych analizowanych ziaren nie przekraczały 16 cm średnicy (–4 phi). Wyliczono także graficzne parametry uziarnienia według wzorów Folka i Warda (1957).

W badanych osadach dominuje frakcja żwirowa, stanowiąca przeciętnie 46%. Frakcję podstawową tworzy frakcja w przedziale od –4 phi do –3 phi, ze średnim udziałem 37%. Zawartość frakcji piaszczystej jest niewiele mniejsza niż żwirowej i wynosi przeciętnie 41%, przy czym frakcja modalna występuje tu w zakresie od 1 phi do 2 phi, przeciętnie 14% udziału. W osadach budujących formy terenu analizowanego fragmentu strefy marginalnej Tungnaárjökull znaczący udział ma również frakcja mułkowa, przeciętnie 11%. Udział frakcji ilastej jest niewielki i osiąga maksymalnie 11%, a przeciętnie 3%. Rozkłady uziarnienia analizowanych utworów przedstawia rycina 2, na której zobrazowano udział procentowy w przedziałach frakcyjnych co 1 phi w zależności od przeciętnej średnicy ziarna (Mz). Na uwagę zwraca fakt obecności i mieszania się w osadach trzech głównych frakcji ziarnowych: żwirowej, piaszczystej i mułkowej. W zakresie frakcji –1 phi i 4 phi zaznacza się niedobór. Zjawisko to związane z procesami wietrzenia sygnalizował m.in. Pettijohn (1957).



Ryc. 2. Diagram spektralny uziarnienia osadów glacialnych i glaciofluwialnych z analizowanego obszaru.

Fig. 2. Spectral grain size distribution diagram of glacial and glaciofluvial deposits from analyzed area.



Ryc. 3. Diagram zależności przeciętnej średnicy ziarna (M_z) i wysortowania (σ_1); typy osadów: 1 – osady równin i poziomów sandrowych, 2 – osady wałów ozowych, 3 – morena denna, 4 – osady pagórków i wzgórz morenowych, 5 – osady równiny zastoiskowej, 6 – zwietrzelina strefy niezlodowaczonej w czasie Małej Epoki Lodowej.

Fig. 3. Mean grain size (M_z) versus standard deviation (σ_1) values diagram; types of sediments: 1 – outwash plain and outwash levels' deposits, 2 – esker ridges deposits, 3 – ground moraine, 4 – hummocky moraine and moraine hills' deposits, 5 – plain of glaciolacustrine deposits, 6 – weathered layer in unglaciated zone during the Little Ice Age.

Jedną z głównych cech uziarnienia badanych utworów jest zmniejszanie się wysortowania wraz ze wzrostem przeciętnej średnicy ziarna (ryc. 3). Najlepsze wysortowanie mają piaszczyste i mułkowe osady sandrowe oraz zastoiskowe. Najgorsze, skrajnie słabe wysortowanie, wykazują żwirowe i żwirowo-piaszczyste osady morenowe, osady sandrowe oraz zwietrzelina. Należy zwrócić uwagę, że przy podobnych wartościach graficznej przeciętnej średnicy (M_z) osady sandrowe mają lepsze wysortowanie (σ_1) niż osady morenowe.

Etapy powstawania rzeźby

Na podstawie szczegółowej analizy geomorfologicznej na badanym obszarze można wyróżnić trzy linie zasięgu czoła lodowca. Pierwsza, związana jest z fazą poprzedzającą maksimum zlodowacenia tego obszaru w końcu MEL (ryc. 1, A). W środkowej i południowej części rozpatrywanego obszaru lodowiec zatrzymał się u podnóża grzbietu wulkanicznego Skálabunga. Na północy nie dotarł do Jökulgrindur, a jego czoło znajdowało się w odległości od 300 do 500 m od

grzbietu wulkanicznego. W rejonie tym wody roztopowe odpływały w kierunku przełomu w masywie Jökulgrindur, a w części środkowej pomiędzy masywami Jökulgrindur i Skálabunga. Początkowo płynęły one na zachód i dalej na południe do dolinki wód marginalnych znajdującej się poza obszarem badań, a ciągnącej się wzdłuż zachodniego podnóża Skálabunga. W tym czasie kształtowany był najwyższy poziom sandru ekstramarginalnego. W fazie tej nie utworzyły się lub nie zachowały żadne formy czołowo–morenowe. Linie zasięgu lodowca wyznacza tylko sedymentacyjna krawędź kontaktu lodowego.

W czasie maksimum zlodowacenia w MEL, pod koniec XIX w. (Freysteinson, 1968), czoło lodowca przesunęło się na zachód na odległość około 100 m w części północnej i około 300 m w części południowej (ryc. 1, B). Faza maksymalnego zasięgu była prawdopodobnie krótka, o czym świadczy wykształcenie niewielkich form czołowo–morenowych. Powstały wówczas najdalej wysunięte na zachód wały moren czołowych oraz wał moreny bocznej na południowo–wschodnim zboczu Jökulgrindur. W środkowej i południowej części badanego obszaru wschodnie zbocza masywów wulkanicznych zostały przykryte przez lodowiec materiałem morenowym, którego maksymalny zasięg znacząco opisane wcześniej różnice w obróbce materiału skalnego. Na północy analizowanego obszaru lodowiec nie dotarł do Jökulgrindur, a jego maksymalny zasięg wyznacza biegnący równoległe do wspomnianej wcześniej sedymentacyjnej krawędzi kontaktu lodowego, wał moreny czołowej długości około 400 m i wysokości nieprzekraczającej 1 m. Spośród form subglacialnych powstałych w tej fazie wymienić można płaską równinę morenową oraz wały ozów. Na przedpolu lodowca w obrębie powstałej wcześniej ekstramarginalnej równiny sandrowej tworzył się, zaznaczający się lokalnie, nieco niższy poziom odpływu wód roztopowych. Wody roztopowe nie zmieniły w tej fazie kierunku odpływu.

Po okresie MEL nastąpiła faza recesji czoła lodowca. Na jej początku, na zapleczu moren czołowych uformowanych pomiędzy masywami wulkanicznymi Jökulgrindur i Skálabunga, powstało lokalne zastoisko (ryc. 1, C). Następnie lodowiec wycofał się na wschód od podnóża masywów wulkanicznych i krawędzi kontaktu lodowego, co najmniej na odległość 150–200 m. Prawdopodobnie już wówczas istniał odpływ wód roztopowych wzdłuż czoła lodowca formujący marginalny poziom sandrowy. Ponadto wody roztopowe płynące z północnej części strefy marginalnej lodowca płynęły zarówno wzdłuż wschodniego jak i zachodniego zbocza Jökulgrindur. Erodowały one powierzchnie sandru ekstramarginalnego tworząc wzdłuż wschodniej podstawy grzbietu wulkanicznego dolinę wód roztopowych. Wody płynące wzdłuż zachodniego podnóża grzbietu, przelewały się przez powstały wcześniej przełom i płynęły na wschód, gdzie łączyły się dalej z wodami płynącymi wzdłuż czoła lodowca.

Analiza istniejących materiałów kartograficznych, zdjęć lotniczych oraz wyniki wcześniejszych badań i obserwacji (m.in. Eythorsson, 1963; Thorarinson, 1964; zał. 1) jednoznacznie wskazują, że czoło lodowca wycofało się znacz-

nie dalej na wschód. Jednocześnie wiadomo, że czoło Tungnaárjökull w latach 1915–1920, a następnie w 1945 r. podlegało szybkim awansom, prawdopodobnie typu surge (Thorarinsson, 1964; Freysteinnsson, 1968). O ponownym nasunięciu lodowca na uformowane już przedpole świadczy również zdrumlinizowana morena denna, powszechnie występująca w strefie marginalnej Tungnaárjökull (zał. 1). Prawdopodobnie z którymś z wymienionych wcześniej dwóch zasunięć lodowca, związane są moreny pagórkowata i falista, a przede wszystkim wzniesienia moren czołowych położone w południowej części analizowanego obszaru. Na zapleczu moreny pagórkowatej, w obrębie falistej moreny dennej, w tunelu subglacialnym powstawał wówczas, najlepiej zachowany wał ozowy. Wody roztopowe modyfikowały wówczas wcześniej powstałe poziomy sandrowe.

Po okresie ostatniego awansu lodowca, który dotarł do analizowanej strefy nastąpiła faza erozji glaciofluvialnej, która degradowała i nadal degraduje rzeźbę glacialną w badanym fragmencie strefy marginalnej.

Podsumowanie

W obrębie analizowanego fragmentu strefy marginalnej Tungnaárjökull wyróżniono trzy fazy jego postoju (ryc. 1). Prawdopodobnie dwie z nich związane są za maksymalnym zasięgiem lodowca w końcu XIX wieku (MEL). Wśród form znaczących postojów lodowca w powyższych fazach, wyróżniono: wały czołowo-morenowe, sedimentacyjną krawędź kontaktu lodowego oraz strefę moreny pagórkowatej i wzniesienia morenowych. Odpływ wód roztopowych w czasie maksimum zlodowacenia odbywał się w strefie ekstramarginalnej wzdłuż zachodnich zboczy grzbietów wulkanicznych Jökulgrindur i Skálabunga. Po wycofaniu się lodowca na wschód od krawędzi kontaktu lodowego i wschodnich zboczy grzbietów wulkanicznych, wody roztopowe zaczęły odpływać na południowy zachód w obrębie strefy marginalnej utworzonej pomiędzy grzbietami wulkanicznymi a lodowcem, jednocześnie modyfikując i niszcząc powstałą wcześniej rzeźbę glacialną.

Literatura

- Eythorsson, J., 1963: Variation of Iceland Glaciers 1931–1960. *Jökull* 13: 31–33.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957: Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Pert.* 27: 3–26,
- Freysteinnsson, S., 1968: Tungnaárjökull. *Jökull* 18: 371–388.
- Pettijohn, F. J., 1957: Sedimentary rocks. Harper, New York: 718 s.
- Thorarinsson, S., 1964: Sudden Advance of Vatnajökull Outlet Glaciers 1930–1064. *Jökull* 14: 76–89.
- Zieliński, T., 1992: Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji, *Prace Naukowe UŚ 1325*, Katowice: 95 s.

Paleohydrologiczne następstwa dynamiki Tungnaárjökull – zapis w formach i osadach północnej części strefy marginalnej

Palaeohydrological consequences of Tungnaárjökull dynamics
– recorded in landforms and deposits in the north part
of the marginal zone

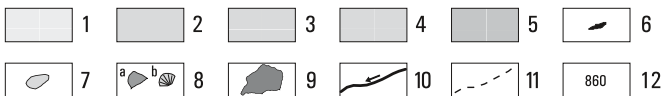
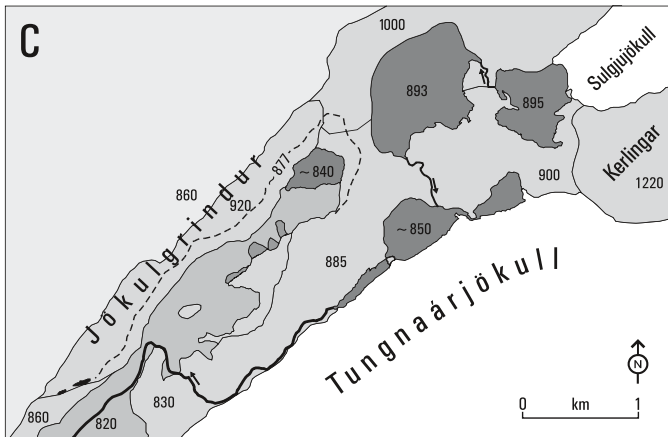
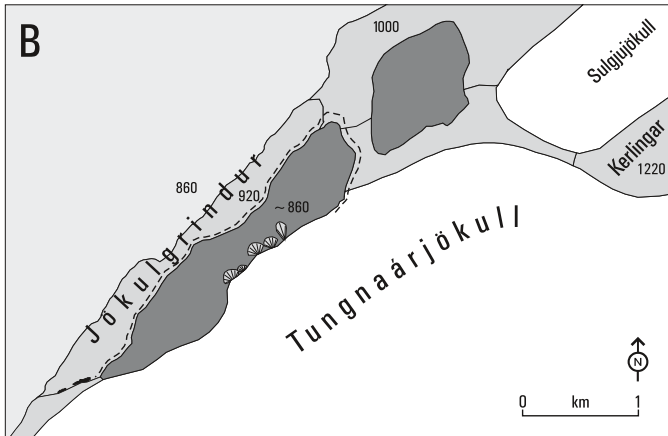
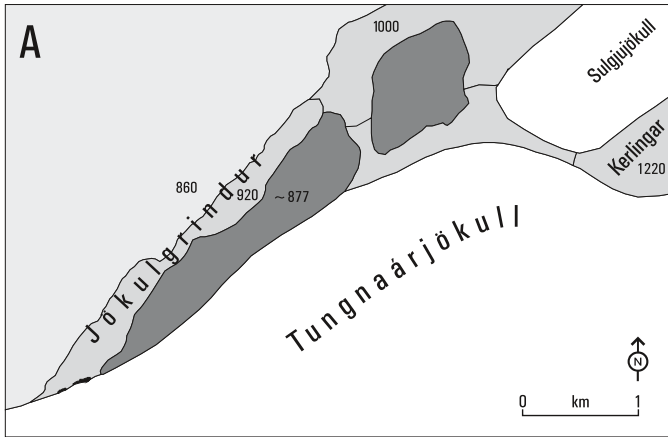


Stanowisko/Site 2

Abstract: In the most northern part of the marginal zone of Tungnaárjökull a group of glaciolimnic forms was distinguished, which testified the occurrence of lakes, with features of dam reservoirs. The analysis of older cartographic materials enabled to establish the existence of at least two generations of lakes. They were derived from followed advances of the glacier's snout, starting from a maximal advance at the end of the Little Ice Age. Glacier advances disabled the outflow of melt water towards the south–west, between the glacier and the Jökulgrindur volcanic ridge (fig. 1). The functioning of these reservoirs is marked traces of their reach, such as shorelines, small abrasion shelves and fossil lacustrine deltas. It has been determined that the reservoir reached a maximal height of 877 m a.s.l. (fig. 1, A). Among others the conducted sedimentological research of fossil deltas, which were probably associated with last dam reservoir (fig. 2). The analysed delta represents the type with steeply sloping front, the so called Gilbert type delta, which may have developed in the shore zones of reservoirs with a steep inclination of the lake bottom. The origin of a steep slope delta was conditioned by terminoglacial character of the reservoir and its large depth.

Wprowadzenie

Rozpatrywany fragment strefy marginalnej Tungnaárjökull położony jest w skrajnie północnej części przedpola lodowca, w sąsiedztwie stożka wulkanicznego Kerlingar o wysokości 1286 m n.p.m. Stożek ten rozdziela dwa wypustkowe lodowce, tj. Tungnaár i Sylgju (Jökulkambur). Analizowana strefa ograniczona jest od północnego zachodu grzbietem wulkanicznym Jökulgrindur, który w tym obszarze osiąga maksymalnie wysokość 940 m n.p.m., zaś jego południowo wschodnią granicę stanowi czoło lodowca. Współcześnie krawędź lodowca przebiega równolegle do wspomnianego grzbietu wulkanicznego w odległości od 1000 m do 1500 m. Analizowany obszar rozciąga się z północnego wschodu na południowy zachód na przestrzeni około 3,5 km (ryc. 1, C).



W obrębie analizowanej strefy można wyróżnić dwa wyraźnie różniące się poziomy morfologiczne. Wyższy o wysokości od 860 m do 900 m n.p.m. i szerokości od 300 m do 950 m, przylegający bezpośrednio do czoła lodowca oraz niższy o wysokości od 800 m do 840 m i zmiennej szerokości, od 250 m do 800 m, rozciągający się u podnóża grzbietu Jökulgrindur.

Przedmiotem badań był zespół form glacialnych, glaciofluwialnych i glacio-limnicznych występujących w obrębie rozpatrywanego obszaru, a związanych z okresem maksymalnego zasięgu czoła Tungnaárjökull w czasie Małej Epoki Lodowej (MEL) oraz późniejszymi zdarzeniami.

Formy glacialne i glaciofluwialne

Wyróżniony wyższy poziom morfologiczny stanowi wyniesiona powierzchnia wulkaniczna ze zmiennej miąższości pokrywą morenową, wykształconą na powierzchni w postaci żwirowo–piaszczystego diamiktonu z nagromadzeniami głazów (ryc. 1, C). W jej morfologii zaznaczają się wyraźne rozcięcia erozyjne, w większości prostopadłe do czoła lodowca, aktualnie suche, o charakterze proglacialnych dolin wód roztopowych. W niższym poziomie dominują natomiast poziomy sandrowe o zróżnicowanym wykształceniu. Część z nich ma charakter szlaków odpływu sandrowego ciągnących się wzdłuż grzbietu Jökulgrindur. Powierzchnie poziomów sandrowych wznoszą się na wysokość od około 820 m do około 845 m n.p.m.

W środkowej części analizowanego obszaru na kontakcie z wyższym poziomem morfologicznym występuje bardzo zróżnicowany zespół form stagnującego

Ryc. 1. Szkice geomorfologiczne analizowanej części strefy marginalnej Tungnaárjökull: A – rekonstrukcja prawdopodobnego zasięgu lodowca i wód jeziora zaporowego u schyłku Małej Epoki Lodowej, B – rekonstrukcja zasięgu lodowca i wód jeziora zaporowego w fazie tworzenia się delt prawdopodobnie związanych z awansem lodowca około 1945 r., C – stan współczesny na podstawie zdjęć lotniczych z 2002 r.; 1 – pokrywy lawowe, 2 – masywy i grzbiety wulkaniczne, 3 – powierzchnie wulkaniczne z pokrywą morenową, 4 – formy stagnującego i martwego lodu, 5 – poziomy sandrowe o różnych wysokościach, 6 – moreny czołowe, 7 – morena denna, 8 – kopalne (a) i tworzące się delty jeziorne (b), 9 – jeziora, 10 – rzeki, 11 – maksymalny poziom wód jeziora zaporowego, 12 – wysokość w m n.p.m.

Fig. 1. Geomorphological sketches of the analysed part of the marginal zone of Tungnaárjökull: A – reconstruction of the probable reach of the glacier and the waters of the dam reservoir at the decline of the Little Ice Age, B – reconstruction of the extent of the glacier and waters of the dam reservoir in the phase of delta development, probably associated with glacier advance around the year 1945, C – the present-day state on the basis of aerial photographs taken in year 2002; 1 – lava-sheets, 2 – volcanic massifs and ridges, 3 – volcanic surfaces with a moraine cover, 4 – dead and stagnating ice forms, 5 – outwash levels of various heights, 6 – end moraines, 7 – ground moraine, 8 – fossil (a) and developing lacustrine deltas (b), 9 – lakes, 10 – rivers, 11 – maximal water level of the dam reservoir, 12 – altitude a.s.l. in meters.

i martwego lodu. W skrajnie południowej części analizowanego obszaru na dolodowcowym zboczu Jökulgrindur występują wyraźne wały moren czołowych, a na północny wschód od niego w obszarze niższego poziomu morfologicznego wydłużony płat falistej moreny dennej.

Formy glacialimniczne

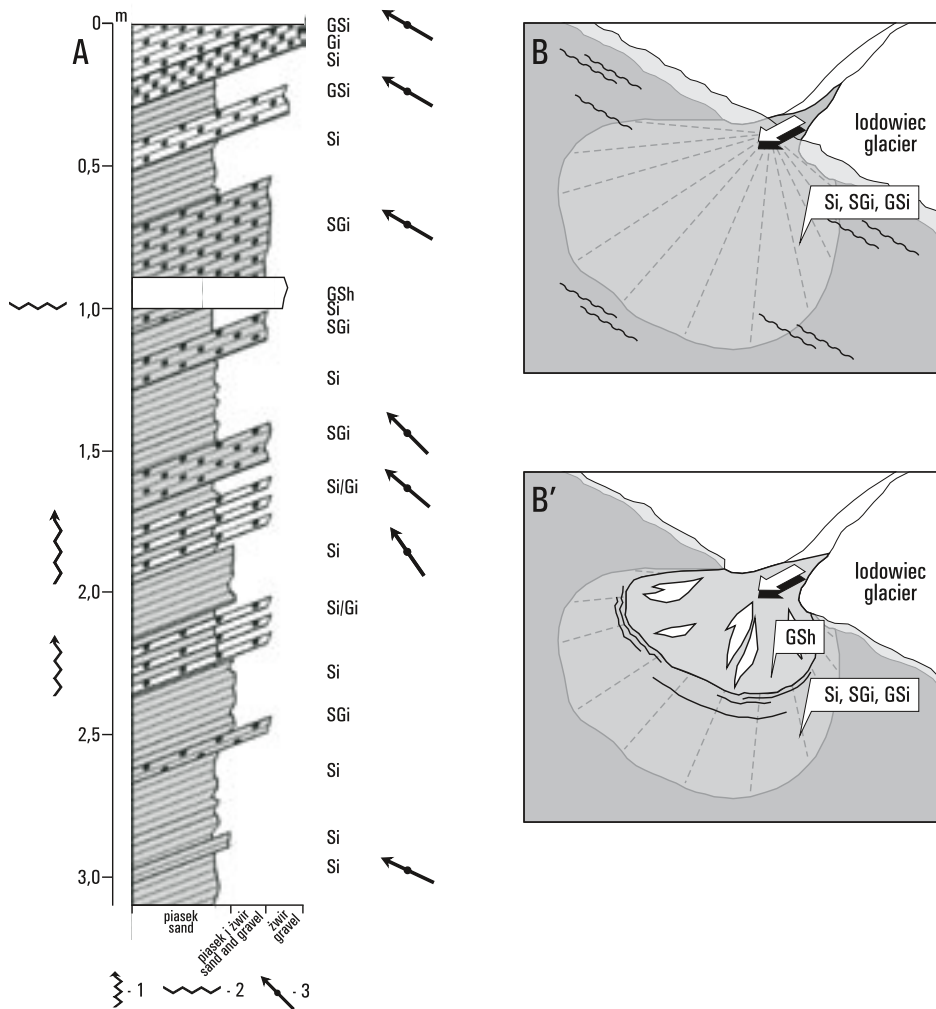
W otoczeniu północno zachodniej części analizowanej strefy w obrębie wyższego poziomu morfologicznego występuje zespół jezior proglacialnych, z których dwa najmniejsze mają charakter zbiorników terminoglacialnych (ryc. 1, C). Jeziora te zasilane są przez wody roztopowe lodowca i odwadniane przez rzekę płynącą wzdłuż krawędzi lodowca w kierunku południowo zachodnim. Poziom wody w wymienionych jeziorach położony jest na wysokości od około 850 m do około 895 m n.p.m. W skrajnie północnej części niższego poziomu morfologicznego położone jest niewielkie jezioro zasilane gruntowo, obecnie bezodpływowe, którego poziom wody zalega na wysokości około 840 m n.p.m. Należy jednak dodać, że poziom wód w wymienionych jeziorach podlega znacznym wahaniom, na co wskazują materiały kartograficzne z różnych okresów, jak również aktualnie wykonane pomiary GPS.

W północno zachodnim obrzeżeniu wspomnianego wcześniej zespołu form stagnującego i martwego lodu wyróżniono kilka stożków o charakterze delt jeziornych. Na skłonach delt występują bardzo wyraźne stopnie terenowe o charakterze niewielkich półek abrazyjnych. Ślady analogicznych stopni zaobserwowano także na dolodowcowym zboczu grzbietu wulkanicznego Jökulgrindur, z których najwyższe sięgają 37 m ponad dno niższego poziomu morfologicznego tj. do około 877 m n.p.m.

Przykład delty glacialimnicznej

Jednymi z charakterystycznych form glacialimnicznych badanego obszaru są delty występujące w obrębie niższego poziomu morfologicznego. Analizowana delta położona jest w jego środkowej części. Tworzy ona charakterystyczny stożek o długości około 100 m i wysokości prawie 19 m. Powierzchnia stożka jest nachylona w kierunku północno zachodnim pod kątem około 10°. Nasada stożka obniża się stromym zboczem o wysokości 17 m i nachyleniu 30° w kierunku południowo wschodnim. Na powierzchni stożka występuje dziesięć wyraźnych stopni terenowych o wysokości od 1,5 do 3 m. Rozpoznano budowę geologiczną stropowej części stożka do głębokości 3,1 m (ryc. 2, A).

Dominującymi litofacjami w stropowej części analizowanego delty są piaski, piaski i żwiry oraz żwiry o wysokokątowym warstwowaniu nachylonym (*Si*, *SGi*,



Ryc. 2. A – profil litofacjalny budowy stropowej części analizowanej delty jeziornej, kod litofacjalny: G – żwir, S – piasek, h – warstwowanie horyzontalne, i – wysokokątowe warstwowanie nachylone; 1 – sekwencje rytmiczne osadów, 2 – erozyjny kontakt warstw, 3 – pojedynczy kierunek paleoprądu; B – delta typu gilbertowskiego, B' – delta stożkowa.

Fig. 2. A – lithofacial profile of roof structure of the analysed lacustrine delta, lithofacial code: G – gravel, S – sand, h – horizontal stratification, i – heigh-angle inclined stratification; 1 – rhythmical sequence of deposits, 2 – erosional contact of layers, 3 – single palaeostream direction, B – Gilbert type delta, B' – fan delta.

GSi, Gi). Kąt upadu warstw wynosi od 20° do 30°, a kierunek upadu zawarty jest w przedziale od 295° do 345°. W dolnej części analizowanego profilu stwierdzono występowanie dwóch sekwencji rytmicznie warstwowanych piasków i żwirów (Si/Gi), każda o miąższości około 20 cm. Na głębokości około 1 m zaobserwowano

wyraźną powierzchnię erozyjną. Ponad nią zalega 10 cm miąższości warstwa żwirów i piasków warstwowanych poziomo (GSh).

Analizowana seria osadów reprezentuje prawie jednorodne środowisko depozycyjne. Piaski i żwiry o wysokokątowym warstwowaniu nachylonym osadzone zostały na stromym podwodnym skłonie niewielkiej delty jeziornej w efekcie grawitacyjnego zsypanywania materiału. Zróżnicowanie frakcjonalne osadów w profilu w tym występowanie rytmów rejestruje zmienność warunków hydrodynamicznych związanych z tempem ablacji lodowcowej. Jednoczesny wzrost udziału frakcji żwirowych ku górze profilu świadczy o narastającej energii wód uchodzących do zbiornika. Epizodyczna litofacja żwirów i piasków laminowanych poziomo interpretowana jest jako zapis spłylenia zbiornika i depozycji prądowej w stanie górnego płaskiego dna. Strop całej analizowanej serii osadów został ścięty abrazyjnie w jednym z etapów spływania zbiornika, których śladami są wspomniane stopnie terenowe o charakterze niewielkich teras jeziornych. Strome zbocze zamykające stożek od strony południowo-wschodniej ma charakter krawędzi kontaktu lodowego.

Analizowana delta reprezentuje typ o stromo nachylonym froncie, tzw. deltę typu gilbertowskiego (ang. *Gilbert-type delta*, Gilbert 1885 *vide* Gradziński i in., 1986), tworzącą się w strefach brzegowych zbiorników o stromo opadającym dnie. W warunkach takich mogą powstawać warstwy nachylone pod kątem naturalnego zsypania piasku w wodzie (ang. *foreset beds*). Powstanie delty o stromym skłonie uwarunkowane było terminogłacjalnym charakterem zbiornika i jego znaczną głębokością (ryc. 2, B). Analizowana delta, powstała w środowisku glacialimicznym przy dużej dostawie materiału. Warunki takie sprzyjają powstawaniu tzw. delt stożkowych (ang. *fan delta*). Delta taka powstaje, gdy stożek napływowy wkracza do zbiornika wodnego (Nemec, Steel, 1988). W analizowanym przypadku nie stwierdzono jak dotychczas występowania takiego stożka, nadbudowanego deltę. Prawdopodobnie kopalny zapis osadów takiego stożka reprezentuje zaobserwowana w profilu litofacja żwirów i piasków o warstwowaniu poziomym powstała w fazie okresowego obniżenia się poziomu jeziora (ryc. 2, B').

Próba rekonstrukcji zdarzeń paleomorfologicznych

Charakter wykształcenia analizowanych form, ich wzajemne relacje przestrzenne i wysokościowe oraz ich stosunek do rzeźby wulkanicznej pozwalają określić prawdopodobny przebieg zdarzeń w analizowanej części strefy marginalne Tungnaárjökull począwszy od MEL do okresu współczesnego. Rekonstrukcja zmian zasięgu lodowca w tym okresie jest możliwa również dzięki materiałom kartograficznym z 1939 r. (*vide* Freysteinnsson, 1972, s. 83) r. i 1945 r. (*vide* Thorarinsson i in., 1972, s. 18) oraz późniejszym mapom topograficznym i zdjęciom lotniczym. Jak wynika z dotychczasowych ustaleń (m.in. Eythorsson, 1963;

Thorarinsson, 1964) i wcześniejszych badań autorów (Andrzejewski, Molewski, 2000; Andrzejewski, 2002) czoło Tungnaárjökull osiągnęło swój maksymalny zasięg pod koniec XIX wieku, tj. w latach 1880–1890 (Freysteinnsson, 1968). Zasięg ten dokumentują bardzo wyraźnie zarysowane łuki moren czołowych w środkowej części strefy marginalnej Tungnaárjökull oraz ciągi moren usytuowane w różnych fragmentach grzbietu wulkanicznego Jökulgrindur (zał. 1). W południowej części analizowanego fragmentu strefy marginalnej moreny te usytuowane są na dolodowcowym zboczu wspomnianego grzbietu, stopniowo wznosząc się ku jego szczytowym partiom (ryc. 1, C). Tak więc, zasadnicza część grzbietu w okresie MEL występowała w pozycji ekstramarginalnej, a czoło lodowca blokowało możliwość odpływu wód roztopowych w kierunku południowo zachodnim pomiędzy grzbietem a lodowcem. W tym okresie najprawdopodobniej po raz pierwszy uformował się tu rozległy zbiornik zaporowy o charakterze terminoglacjalnym (ryc. 1, A). Nieznany jest jednak dokładny czas funkcjonowania tego zbiornika. Wiadomo natomiast, że jego wody musiały spłynąć przed 1939 r., ponieważ na fragmencie mapy topograficznej z tego okresu (*vide* Freysteinnsson, 1972, s. 83) w miejscu zbiornika, znaczone jest owalnego kształtu jezioro o rozmiarach zbliżonych do współczesnego.

W pierwszej połowie XX w., co najmniej dwukrotnie, czoło analizowanego lodowca podlegało wyraźnemu awansowi, najprawdopodobniej o charakterze surge'u, po raz pierwszy w latach 1915–1920, a następnie w 1945 r. (Thorarinsson, 1964; Freysteinnsson, 1968). Nasunięcie z 1945 r. w analizowanej części strefy marginalnej dokumentuje mapa wykonana na podstawie zdjęć lotniczych (*vide* Thorarinsson i in., 1972, s. 18). Wynika z niej, że w efekcie zablokowania odpływu wód roztopowych powstał tu rozległy zbiornik. Nie można natomiast stwierdzić czy podobna sytuacja miała miejsce w czasie awansu z lat 1915–1920. Prawdopodobnie w okresie awansu z 1945 r. na kontakcie z czołem lodowca uformowały się opisane delty jeziorne (ryc. 1, B). Wskazuje na to ich wyrazistość i świeżość morfologiczna oraz fakt, że zachowanie się starszych form tego typu z okresu występowania wcześniejszych zbiorników jest mało prawdopodobne, głównie z powodu intensywnych procesów erozji glacyjfluwialnej. Charakterystyczny zespół form glacialimnicznych jest, zatem związany z ostatnim zbiornikiem. Jego stopniowy zanik rejestrują wyraźne ślady dawnych linii brzegowych na skłonach delt, wyrażone w postaci niewielkich półek abrazyjnych. Ponieważ ślady linii brzegowych na zboczu Jökulgrindur sięgają jednak wyżej o około 15 m w stosunku do wysokości proksymalnych części delt można założyć, że poziom zbiornika, najprawdopodobniej związanego z MEL był wyraźnie wyższy. W obrębie powierzchni dna zbiornika brak jest wyraźnych form glacialnych z wyjątkiem niewielkiego płata moreny dennej, o charakterze ostańca erozyjnego, o wysokości około 840 m n.p.m. Płat ten nawiązuje do przebiegu wspomnianych moren czołowych w obrębie grzbietu Jökulgrindur z okresu MEL. Płat ten znaczy, zatem również zdecydowanie większy zasięg czoła lodowca w tym obszarze.

Przedstawiony pogląd na temat ewolucji analizowanego fragmentu strefy marginalnej Tungnaárjökull ma charakter wstępnych ustaleń. Dalszych badań wymaga przede wszystkim zagadnienie morfologicznych i sedimentologicznych zapisów zasięgu czoła lodowca w kontekście, jak można sądzić, kilku generacji marginalnych zbiorników glacyjogenicznych.

Literatura

- Andrzejewski, L., 2002: The impact of surges on the ice-marginal landsystem of Tungnaárjökull, Iceland. *Sedimentary Geology* 149: 59–72.
- Andrzejewski, L., Molewski, P., 2000: Glaciotectonic disturbances of the limno- and glaciofluvial deposits in the marginal zones of Skeidarárjökull and Tungnaárjökull (Iceland) and their glaciodynamic conditions. *Quaestiones Geographicae* 21: 13–25.
- Eythorsson, J., 1963: Variation of Iceland Glaciers 1931–1960. *Jökull* 13: 31–33.
- Freysteinnsson, S., 1968: Tungnaárjökull. *Jökull* 18: 371–388.
- Freysteinnsson, S., 1972: Jökulhlaup i Köldukvisl (Abstract). *Jökull* 22: 83–88.
- Gradziński, R., Kostecka, A., Radomski, A., Unrug, R., 1986, *Zarys sedymentologii*. Wyd. Geol., Warszawa: 628 s.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1988: What is fan delta and how do we recognize it? W: W. Nemec, R.J. Steel (Red.) *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*. Blackwell Scientific Publ. London: 3–13.
- Thorarinsson, S., 1964: Sudden Advance of Vatnajökull Outlet Glaciers 1930–1064. *Jökull* 14: 76–89.
- Thorarinsson, S., Pórarinnsson, S., Sigvaldason, G.E., 1972: Tröllagigar og Tröllahraun. *Jökull* 22: 12–26.

Sedymentologia osadów terasy kemowej w północno zachodniej części przedpola Tungnaárjökull i jej paleogeomorfologiczna interpretacja

The sedimentology of kame terrace deposits in the north-west side of Tungnaárjökull forefield and its palaeogeomorphological interpretation



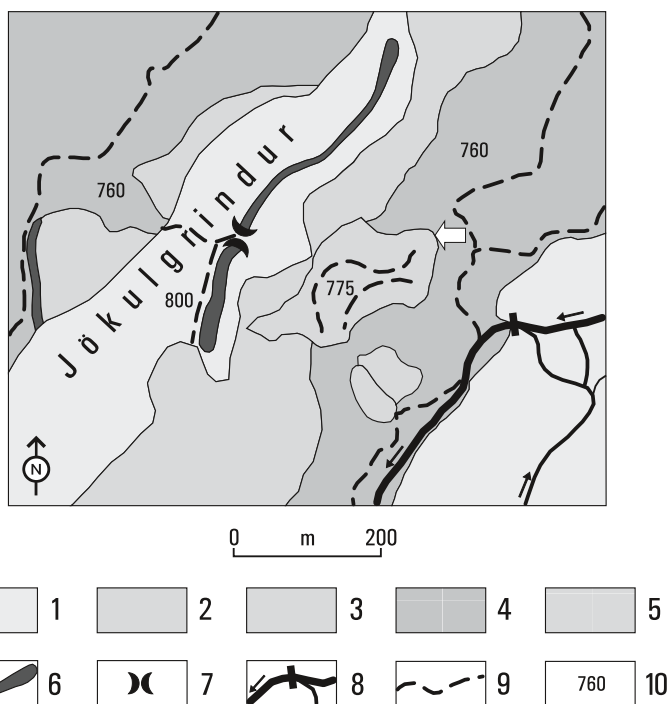
Stanowisko/Site 3

Abstract: A detailed lithofacial analyses of deposits building a high morphologic level that is adjacent to a slope of volcanic ridge of Jökulgrindur in north-west part of Tungnaárjökull forefield was conducted (fig. 1). In a researched profile the deposits covering dead glacier ice were distinguished. They represent two different sedimentological environments, i.e. glaciolimnic – U1 and U2 units and glaciofluvial – U3 unit (fig. 2). On a base of collected geomorphological and sedimentological facts it might be stated that a saved fragment of morphological level is a kame terrace. The level was created as a result of restriction in melt water outflow in south-west direction between the glacier and a Jökulgrindur ridge, probably in a period of its recession after advance in the Little Ice-Age. In a consequence a local, transit terminoglacial lake appeared.

Wprowadzenie

W północno zachodniej części przedpola Tungnaárjökull położona jest wąska, około 1 km szerokości, strefa ograniczona on zachodu wysokim grzbietem wulkanicznym Jökulgrindur (zał. 1). Grzbiet ten w czasie Małej Epoki Lodowej (MEL) został przekroczony przez lodowiec. Na jego przedpolu uformowany został wówczas zespół form marginalnych znaczących jego maksymalny zasięg. W pierwszej fazie recesji lodowca w obrębie grzbietu powstało kilka bram morenowych różnej wielkości, przez które odpływały wody roztopowe w czasie zatabowania ich odpływu po wschodniej stronie grzbietu Jökulgrindur. W kolejnej fazie recesji w strefie położonej po wschodniej, dolodowcowej stronie grzbietu powstał bardzo złożony zespół form i osadów kontaktu lodowego. W ich podłożu nadal zalegają liczne płyty martwego lodu lodowcowego.

Przedmiotem badań był zachowany w tej strefie nieregularny fragment wysokiego poziomu morfologicznego o wymiarach 200 m na 150 m i wysokości oko-

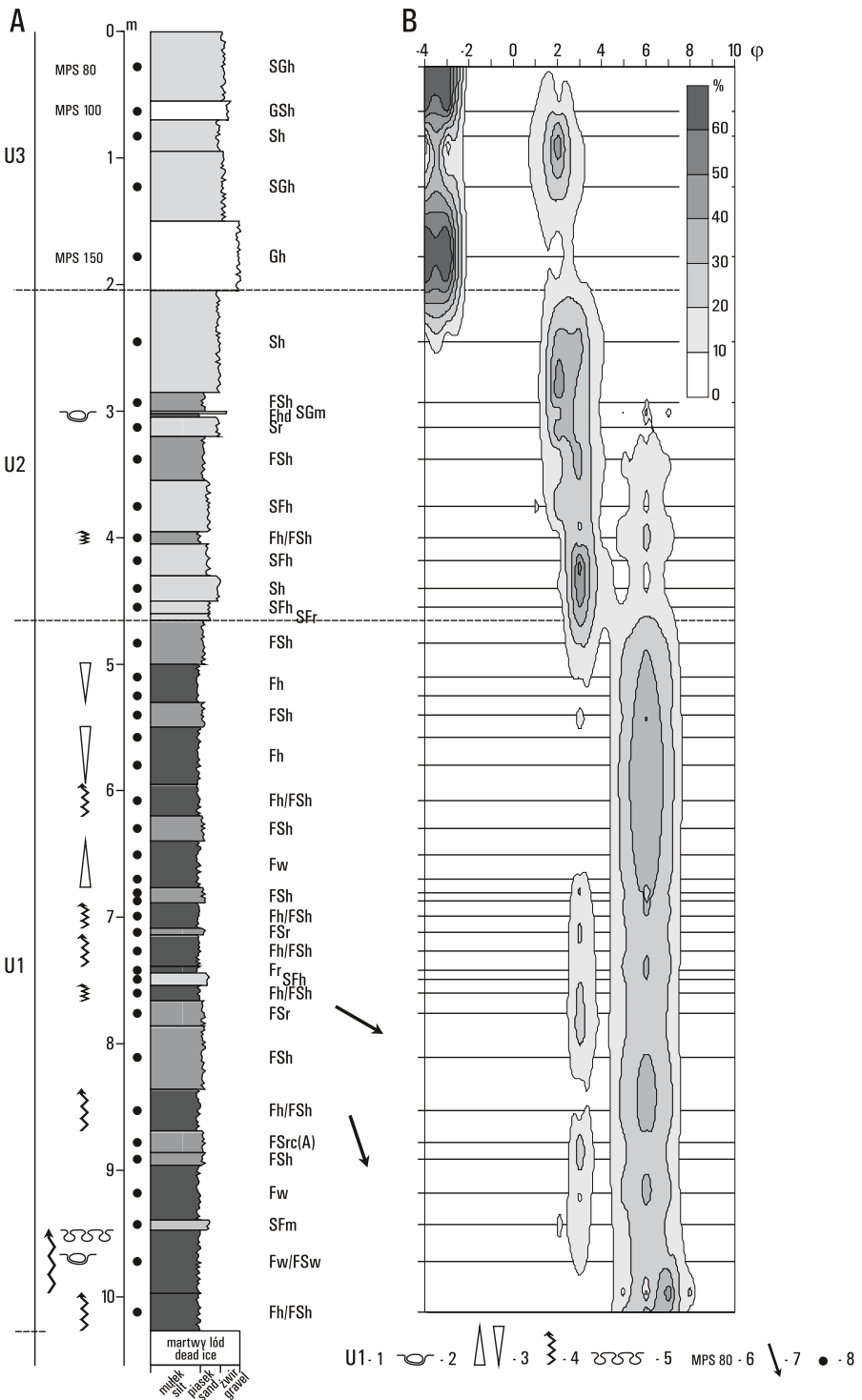


Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny obszaru badań; 1 – grzbiety i powierzchnie wulkaniczne z pokrywą morenową, 2 – formy i osady kontaktu lodowego, 3 – terasa kemowa, 4 – powierzchnie sandrowe, 5 – morena denna, 6 – moreny czołowe, 7 – brama morenowa, 8 – rzeki z wodospadami, 9 – suche koryta i inne ślady przepływu wód, 10 – wysokości w m n.p.m. Strzałka wskazuje miejsce wykonania profilu geologicznego.

Fig. 1. Geomorphological sketch of research area; 1 – ridges and volcanic areas with a moraine cover, 2 – forms and deposits of ice contact, 3 – kame terrace, 4 – sandur areas, 5 – ground moraine, 6 – end moraines, 7 – moraine gate, 8 – rivers with waterfalls, 9 – dry river channels and other traces of water flow, 10 – altitude a.s.l. in meters. Arrow points a place of geological profile.

Ryc. 2. Budowa geologiczna terasy kemowej; A – profil litofacjalny, kod litofacjalny według klasyfikacji Mialla (1978), zmodyfikowany; 1 – jednostki litofacjalne, 2 – dropston, 3 – normalna i odwrócona sekwencja uziarnienia frakcjonalnego, 4 – sekwencje cykliczne różnego typu, 5 – obciążeniowy kontakt warstw, 6 – maksymalna średnica ziaren w mm, 7 – średni kierunek paleoprądu, 8 – głębokości poboru próbek; B – profil spektralny uziarnienia.

Fig. 2. Geological structure of kame terrace; A – lithofacial profile, lithofacial code according to Miall (1978) classification, modified; 1 – lithofacial units, 2 – dropstone, 3 – finning and coarsening upward cycle, 4 – cyclic sequences of various types, 5 – loaded contact of layers, 6 – maximal grain diameter in mm, 7 – average direction of palaeocurrent, 8 – depth of samples taken; B – spectral grain size distribution profile.



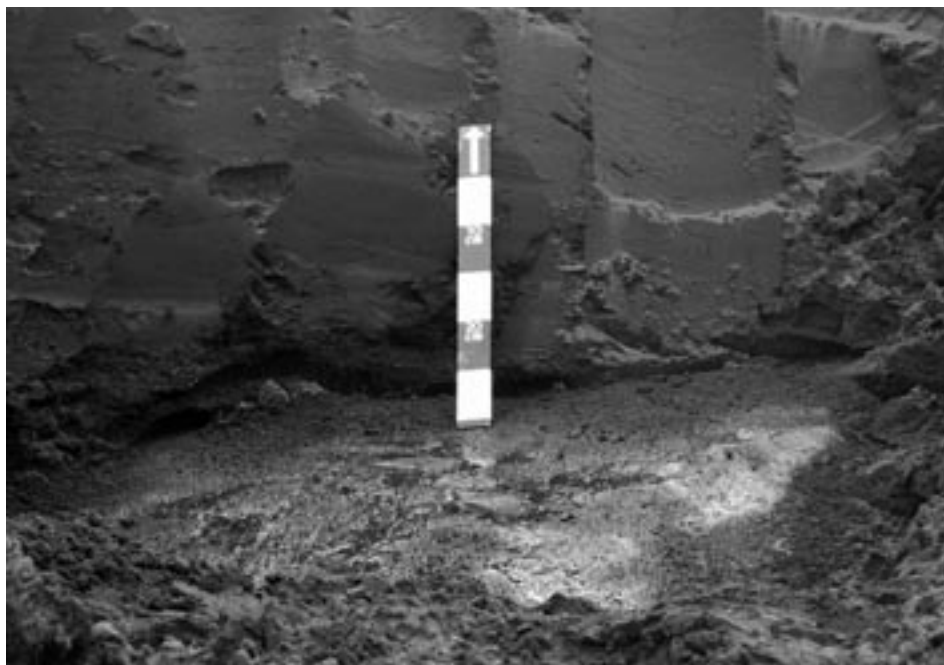
ło 775 m n.p.m., tj. około 12 m wysokości względnej ponad otaczające go poziomy sandrowe (ryc. 1). W części zachodniej poziom ten przylega bezpośrednio do grzbietu wulkanicznego Jökulgrindur o wysokości około 800 m n.p.m. w analizowanym miejscu. Obecnie zbocza poziomu ulegają intensywnej denudacji. Prace badawcze obejmowały m.in. analizę litofacjalną osadów budujących ten poziom.

Jednostki litofacjalne

W analizowanym profilu geologicznym usytuowanym w północnym zboczu terasy wyróżniono trzy jednostki litofacjalne (ryc. 2).

Jednostka U1

W profilu osady tej jednostki zalegają bezpośrednio na martwym lodzie lodowcowym, a ich miąższość wynosi 5,6 m (ryc. 3). Stanowią je litofacie mułkowo piaszczyste i mułkowe o laminacji poziomej i falistej różnej skali i dużej rozciągłości (ryc. 2, A). Podrzędnie występują w niej litofacie o przekątnej laminacji riplemarkowej i przekątnej laminacji riplemarków wstępujących. W części litofa-

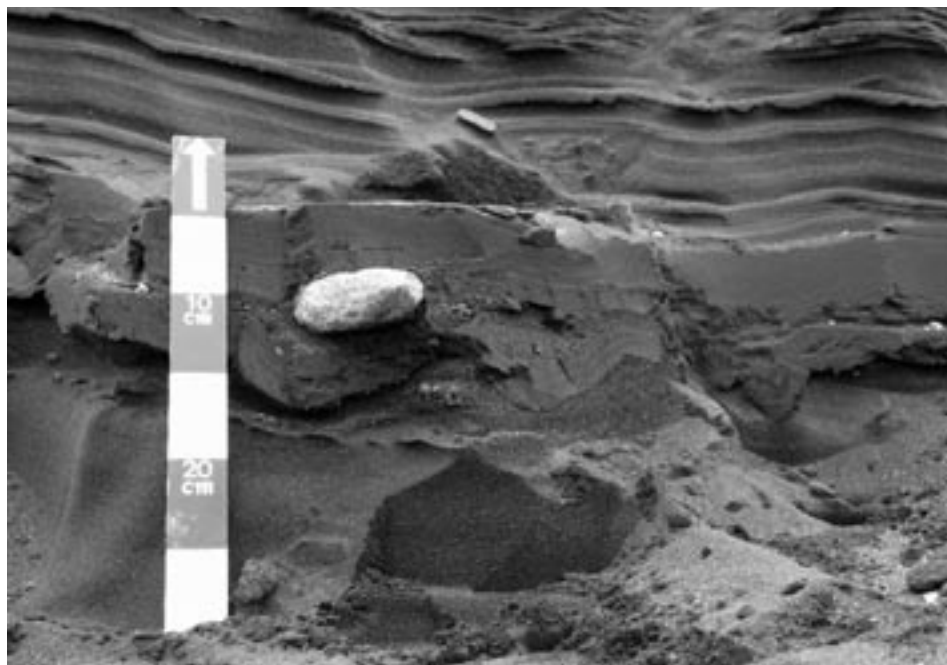


Ryc. 3. Martwy lód lodowcowy w spągu analizowanego profilu.

Fig. 3. Dead glacial ice in bottom of analysed profile.

cji mułkowo–piaszczystych czytelna jest makroskopowo rytmika wyrażona na-przemianległym występowaniem lamin mułkowych i piaszczysto–mułkowych o miąższości od 1 mm do 30 mm. Rytmity występują zarówno w osadach lamino-wanych poziomo jak i faliście. W jednostce tej zaobserwowano ponadto cyklicz-ność sedymentacji polegającą na występowaniu asymetrycznej, dwuczłonowej sekwencji osadów. W obrębie każdego cyklu można wyróżnić dwa człony. Dolny mułkowy (*Fh*, *Fw*, *Fh/FSH*, *Fw/FSw*) i górny mułkowo piaszczysty (*FSh*, *FSr*, *FSrc*, *SFm*). W dolnej części jednostki w obrębie osadów mułkowych i mułkowo–piaz-czystych o laminacji falistej znajduje się głaz o średnicy 15 cm. Pomiar-y wykonane w obrębie laminacji riplemarkowej wskazują na przepływ wód w kierunku po-łudniowo zachodnim.

W analizowanych osadach dominuje frakcja mułkowa, której udział w pobra-nych próbkach wynosi średnio 70% (ryc. 2, B). Wartości przeciętnej średnicy zia-ren (*Mz*) zawierają się w przedziale od 3 phi do 4,6 phi. Podstawowa frakcja modal-na występuje w przedziale od 5 phi do 6 phi, a przeciętny udział tej frakcji wynosi 30%. Akcesoryczna frakcja modalna jest w przedziale od 2 phi do 3 phi, a jej udział wynosi średnio 14%. Wyszortowanie osadów tej jednostki jest umiarkowane (śred-nio $\sigma_1=0,74$), a skośność rozkładów uziarnienia dodatnia (średnio $Sk_1=0,22$).



Ryc. 4. Otoczak pogrzeżnięty w osadach mułkowych.

Fig. 4. Pebble drowned in silt deposits.

Jednostka U2

Stanowią ją głównie litofacje piaszczyste, piaszczysto mułkowe i mułkowo piaszczyste o warstwowaniu poziomym o łącznej miąższości 2,6 m (ryc. 2, A). Na głębokości około od 3 m od stropu profilu występuje kilkucentymetrowej miąższości warstwa mułkowa o zaburzonej laminacji poziomej, w której pogrzeźnięty jest otoczek o średnicy 7 cm (ryc. 4). Ponad mułkami występuje warstwa piasku i żwiru drobnoziarnistego o strukturze masywnej i miąższości około 2 cm. Poniżej mułków stwierdzono warstwę piasków średnio- i drobnoziarnistych o przekątnej laminacji riplemarkowej.

W jednostce tej dominuje frakcja piaszczysta stanowiąca średnio 67%, z domieszką frakcji mułkowej, średnio 30% (ryc. 2, B). W profilu zaznacza się grubienie osadu ku stropowi jednostki, wyrażone spadkiem udziału frakcji mułkowej oraz wzrostem udziału frakcji piaszczystej z jednoczesnym wzrostem średnicy ziaren piasku. Wartości przeciętnej średnicy ziaren (Mz) zawierają się w przedziale od 1,8 phi do 3,8 phi. Wyszortowanie osadów tej jednostki jest umiarkowane (średnio $\sigma_1=0,81$), a skośność rozkładów uziarnienia zbliżona do symetrycznej (średnio $Sk_1=0,08$).

Jednostka U3

Miąższość tej jednostki wynosi 2,05 m (ryc. 2, A). Stwierdzono w niej litofacje piaszczysto żwirowe, żwirowe i piaszczyste o warstwowaniu poziomym. Maksymalne średnice ziaren (MPS – Maximum Particle Size) w warstwach żwirowych zawierają się w przedziale od 80 mm do 150 mm (-6,3 phi do -7,3 phi). Natomiast wartości przeciętnej średnicy ziaren (Mz) mieszczą się w przedziale od -3,8 phi do 1,8 phi. Analizowane osady piaszczysto-żwirowe i żwirowe są słabo i skrajnie słabo wysortowane (σ_1 od 1,4 do 4,4), a piaszczyste, umiarkowanie/słabo wysortowane ($\sigma_1=1,0$). Frakcją podstawową w tej jednostce jest żwir o wartości modalnej w przedziale od -4 phi do -3 phi. Jego przeciętny udział w osadzie wynosi 71%. Akcesoryczną frakcją są piaski o wartości modalnej w przedziale od 1 phi do 2 phi i przeciętnym udziale 20%.

Interpretacja środowiska sedymentacyjnego

Cechy litofacjalne jednostki U1 wskazują, że jej osady deponowane były w środowisku wody stojącej w warunkach płaskiego dna (litofacie *Fh*, *Fw*, *FSh*, *FSw*) z pojedynczymi epizodami wzrostu energii przepływu (litofacie *FSrc*, *FSr*). Prędkości prądów szacowane na podstawie wzoru Kostera (1978) zawierają się w przedziale od 4,9 cm/s do 9,2 cm/s. Prawdopodobnie w depozycji osadów jednostki brały udział prądy zawieszinowe. Nie stwierdzono jednak klasycznych sekwencji Boumy (Bouma, 1962 *vide* Brodzikowski, 1993), a zaobserwowane litofacie mogą stanowić jedynie jej ogniwa. Rozpoznane w osadach sekwencje

cykliczne różnej skali świadczą o krótko- i długookresowych zmianach dostawy materiału i warunków sedymentacji w zbiorniku związanych z dynamiką ablacji lodowcowej. Stwierdzone rytmy w litofacjach mułkowo-piaszczystych mogą rejestrować zmiany dobowe, natomiast wyróżnione asymetryczne cykle dwuczłonowe, na które składają się litofacje mułkowe i mułkowo-piaszczyste, mogą odzwierciedlać okresowe zmiany pogodowe. Niewielkie zróżnicowanie litofacjalne analizowanych osadów świadczy o stabilnych warunkach depozycji, zaś przewaga frakcji mułkowej o dominacji akumulacji z zawiesiny jednorodnej. Obecność pojedynczych otoczków o średnicy od 10 cm do 15 cm w osadach może być interpretowana jako efekt wytopienia z gór lodowych (dropstony) bądź dostawy grawitacyjnej z czoła lodowca.

W zbliżonych do jednostki U1 warunkach sedymentacji powstały osady jednostki U2. Osady te deponowane były także w warunkach wody stojącej lub o niewielkim przepływie, jednakże zasadniczo ich wykształcenie świadczy o wyższej energii środowiska niż w jednostce U1. Szacowane prędkości prądów zawierają się w przedziale od 7,6 cm/s do 12,8 cm/s (Koster, 1978). Podobnie jak w jednostce U1, można przypuszczać, że osady tej jednostki były deponowane z udziałem prądów zawieszinowych. Sekwencje *Sh-SFh-Fh* można interpretować jako górne ogniwo modelu Boumy (Bouma, 1962 *vide* Brodzikowski, 1993) powstające w dystalnej części prądu zawieszinowego. Obserwowany jednoczesny spadek udziału frakcji mułkowej i wzrost średnicy ziaren frakcji piaszczystej (z drobno- do średnioziarnistej) ku stropowi jednostki, świadczy o wzroście sortownia osadów związanego ze wzrostem energii przepływu. Dominacja frakcji piaszczystej jak i obecność litofacji o przekątnej laminacji riplemarkowej wskazuje na transport materiału w warunkach zawiesiny przydennej i frakcjonalnej. Występująca na głębokości około 3 m, cienka warstwa litofacji *SGm*, dowodzi o epizodycznym wzroście energii prądu z udziałem trakcji. Poniżej tej warstwy zalega warstwa mułkowa, w której pogrążony jest otoczek o średnicy około 10 cm interpretowany jako dropston.

Całkowicie odmienne środowisko depozycji reprezentuje jednostka U3 znajdująca się w stropie analizowanej serii osadów. Osady tej jednostki akumulowane były w warunkach górnego płaskiego dna i wysokiej energii prądu. W tych warunkach ziarna żwirowe i piaszczyste transportowane były w fazie trakcji i zawiesiny przydennej (saltacji). Przeciętna prędkości płynięcia wody oszacowana na podstawie średniej średnicy ziaren wynosi 35 cm/s (Koster, 1978). Dla określenia energii środowiska depozycyjnego zastosowano również wskaźnik kompetencji przepływu (MPS). Wyznaczono go na podstawie wartości piątego percentyla (D5) oraz terenowych pomiarów średniej osi dziesięciu największych ziaren pochodzących z monogenetycznych litofacji *Gh*, *GSh* i *SGh*. Wartości prędkości prądów wyliczone na podstawie D5 zawierają się w przedziale od 0,7 m/s do 0,8 m/s, a na podstawie pomiarów terenowych w przedziale od 1,1 m/s do 1,4 m/s. Wymienione cechy osadów świadczą jednoznacznie o sedymentacji glacyjfluwalnej.

W analizowanym profilu występują, zatem osady reprezentujące dwa odmienne środowiska sedymentacyjne, glacialimniczne – jednostki U1 i U2 i glaciofluwialne – jednostka U3.

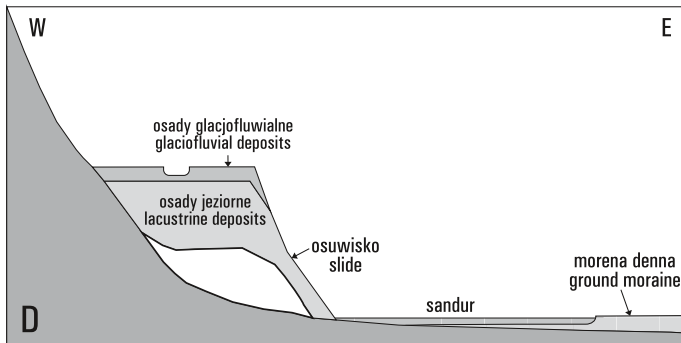
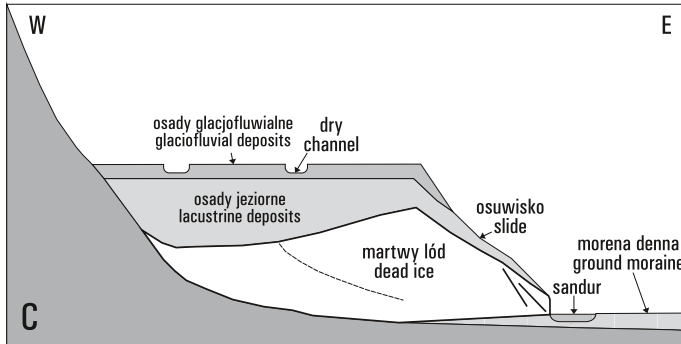
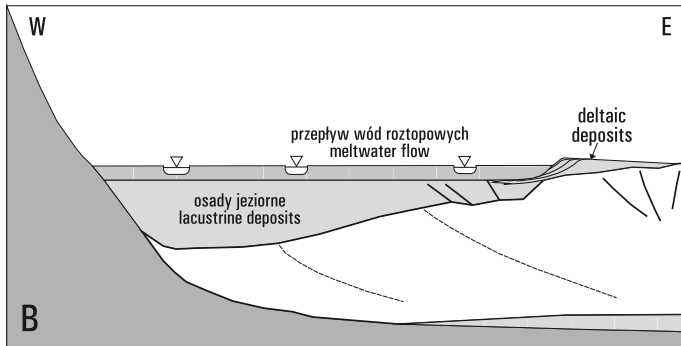
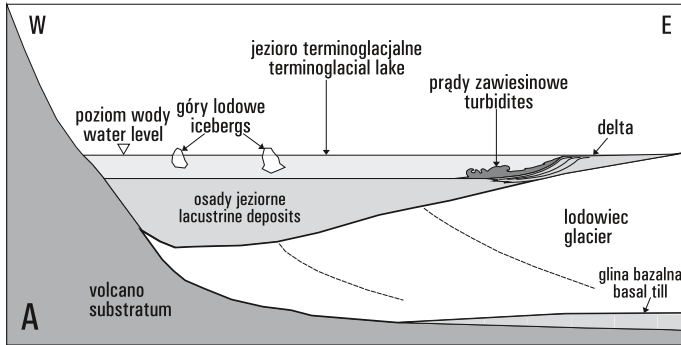
Wnioski

Analizowany profil przedstawia budowę geologiczną fragmentu wysokiego poziomu morfologicznego wznoszącego się na wysokość kilkunastu metrów ponad otaczające go równiny sandrowe. Poziom ten, jak już wspomniano, przylega bezpośrednio do wschodniego zbocza grzbietu wulkanicznego Jökulgrindur. Jego budowa geologiczna wskazuje, iż powstawał on w zmiennych warunkach depozycji osadów, tj. w środowisku glacialimnicznym i glaciofluwialnym. Depozycja ta miała najprawdopodobniej miejsce w fazie recesji lodowca po wcześniejszym przekroczeniu przez niego grzbietu Jökulgrindur w okresie MEL. O przekroczeniu tym świadczą formy marginalne położone w po zachodniej stronie grzbietu. Nie można jednak wykluczyć sytuacji, powstania rozpatrywanego poziomu, w czasie późniejszych nasunięć lodowca (Thorarinsson, 1964; Freysteinnsson, 1968). Nie ulega jednak wątpliwości, że w miejscu tym nastąpiło ograniczenie odpływu wód roztopowych pomiędzy lodowcem, a grzbietem Jökulgrindur w kierunku południowo zachodnim i powstanie lokalnego, przepływowego jeziora terminoglacjalnego (ryc. 5). Analizowany poziom morfologiczny został zdegradowany przez późniejsze odpływy sandrowe. Na podstawie zachowanego fragmentu poziomu nie można wnioskować o rozmiarach zbiornika. Pomiary kierunków paleoprądów zmierzonych w osadach glacialimnicznych (jednostki U1 i U2) oraz kierunki przebiegu paleokoryt rozcinających powierzchnię poziomu morfologicznego wskazują na odpływu wód na południowy zachód równoległe do grzbietu wulkanicznego.

Na podstawie zebranych faktów geomorfologicznych i sedymentologicznych można stwierdzić, iż zachowany fragment poziomu morfologicznego jest terasą kemową zbudowaną z osadów glacialimnicznych i glaciofluwialnych (ryc. 5). W sąsiedztwie rozpatrywanego obszaru na kontakcie z grzbietem wulkanicznym rozpoznano kilka podobnych poziomów, położonych na różnej wysokości. W świetle dotychczasowych badań i złożoności form i procesów zachodzących w analizowanej strefie marginalnej ich przestrzenna i czasowa korelacja jest bardzo problematyczna.

Ryc. 5. Schematyczny model powstania terasy kemowej: A – faza istnienia jeziora terminoglacjalnego, B – faza przepływu wód roztopowych, C – degradacja zboczy terasy kemowej i martwego lodu lodowcowego, D – stan zachowania terasy kemowej w 2004 r.

Fig. 5. Schematic model of kame terrace origin: A – phase of terminoglacjal lake existence, B – meltwater flow phase, C – degradation of kame terrace slopes and dead glacial ice, D – kame terrace preservation state in 2004.



Literatura

- Brodzikowski, K., 1993: Sedymentacja glacialimniczna. *Acta Geographica Lodziensia* 62: 209 s.
- Freysteinnsson, S., 1968: Tungnaárjökull. *Jökull* 18: 371–388.
- Koster, E.H., 1978: Transverse rias: their characteristics, origin, and paleohydrologic significance. W: A.D. Miall (Red.) *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir 5: 161–186.
- Miall, A.D., 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. W: A.D. Miall (Red.) *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir 5: 597–604.
- Thorarinsson, S., 1964: Sudden Advance of Vatnajökull Outlet Glaciers 1930–1064. *Jökull* 14: 76–89.

Dynamika Sólheimajökull i zjawiska wielkich powodzi lodowcowych (jökulhlaups) na jego przedpolu

Dynamics of Sólheimajökull and jökulhlaups events on its forefield



Stanowisko/Site 4

Abstract: Sólheimajökull is one of outlet glaciers in the south part of Mýrdalsjökull ice cap (fig. 1). The ice cap spreads over a surface of 596 km² and covers a volcanic, mountain-uplandish massif, which is over 1200 m high. Below the glacier is located a caldera of volcanic Katla system. Monitoring of fluctuations of the reach of Sólheimajökull, conducted since the year 1930, shows that the glacier's dynamic is very distinct (fig. 2). Moreover, frequent jökulhlaups outlets occur in the area in effect of under glacier eruption of Katla. One of the most recent jökulhlaups outlets stepped out on 17–18 June 1999. The jökulhlaup burst from the western part margin Sólheimajökull, from 4 km the glacier snout, and a small dammed reservoir was created (fig. 3). In the upper lake a delta developed, and the whole lake. The lower temporary ice-dammed lake was completely choked with over 10⁶ m³ of fragmented ice. Numerous of ice blocks were layered with glaciofluvial sediments on the foreland of the glacier. After the melting of the ice blocks, characteristic kettle holes were created (Russell et al., 2002). The flood lasted for about 4–6 hours (Roberts et al., 2000, 2002). Maximal water flow value directly beside the glacier's snout reached 4780 m³/s, and water flow in Jökulsá, 6 km from the glacier, neared 1943 m³/s.

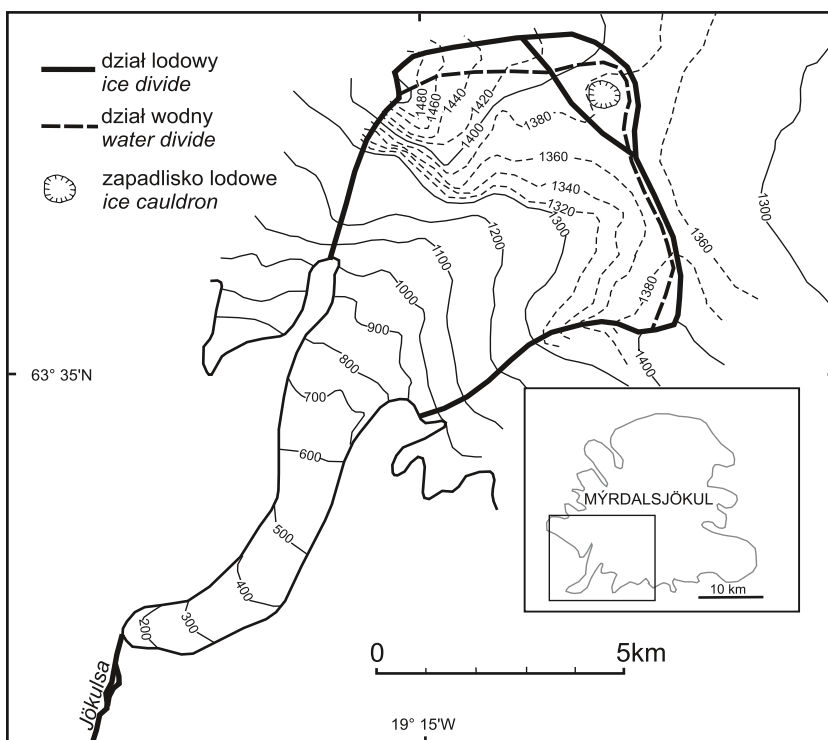
Wprowadzenie

Sólheimajökull jest jednym z wypustowych lodowców w południowej części czapy Mýrdalsjökull. Czapa ta zajmuje powierzchnię 596 km² i pokrywa wulkaniczny, wyżynno-górski masyw o wysokości ponad 1200 m n.p.m. Istnienie Mýrdalsjökull warunkują opady, które w polu firnowym lodowca przekraczają 4000 mm/rok. Pod lodowcem występuje kaldera wulkanicznego systemu Katla. Cały rozpatrywany obszar znajduje się w południowo-wschodniej części islandzkiej strefy neowulkaniczno-ryftowej i w związku tym podlega częstym trzęsieniom Ziemi oraz podlodowym erupcjom wulkanicznym. Wulkaniczny system podlodowy Katla zaliczany jest do najbardziej aktywnych na świecie (Einarsson, Brandsdóttir, 2000).

Na przedpolu analizowanego lodowca znajdują się dwa poziomy sandrowe. Starszy, wyższy i młodszy, współczesny, kształtowany przez rzekę Jökulsę. W otoczeniu lodowca dominują skały wulkaniczne, lokalnie przykryte osadami polodowcowymi (Carswell, 1983).

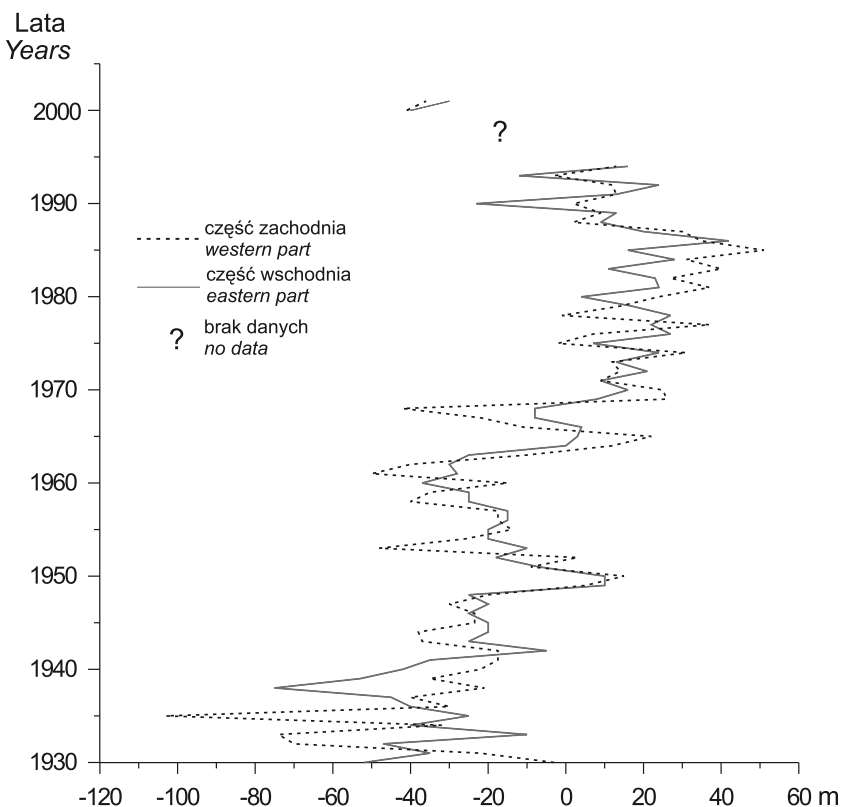
Wahania czoła Sólheimajökull

Sólheimajökull spływa z czapy Mýrdalsjökull z wysokości około 1400 m n.p.m. w kierunku południowym. Jego czoło znajduje się na poziomie około 110 m n.p.m. (ryc. 1). Jest lodowcem łatwo dostępnym, gdyż znajduje się zaledwie kilka kilometrów od jednej z głównych dróg Islandii. Długość jezora Sólheimajökull wynosi około 15 km, a jego powierzchnia ma około 45 km² (Sigurdsson, 1998). Szerokość lodowca wynosi około 2 km w części środkowej i zwęża się do około 1 km w części południowej (Eiriksson i in., 1994). Objętość lodu zawarta w lodowcu oceniana jest na około 12,3 km³, a jego miąższość wynosi średnio 268 m. Prowadzone od



Ryc. 1. Mapa powierzchni lodowca Sólheima (wg Lawler, Björnsson, Dolan, 1996).

Fig. 1. Surface map of Sólheimajökull (after Lawler, Björnsson, Dolan, 1996).



Ryc 2. Wahania czoła Sólheimajökull (na podstawie informacji z czasopisma „Jökull”, nr: 2, 7–9, 11–21, 24–36, 38–41, 43–46, 50, 52–53).

Fig. 2. Variations of the snout of Sólheimajökull (on the ground information from „Jökull” journal).

1930 r. obserwacje zmian jego zasięgu wskazują, że jest to lodowiec charakteryzujący się znaczną dynamiką (ryc. 2). Nie wykazuje on jednak cech lodowców szarżujących, co jest charakterystyczne dla wielu lodowców islandzkich. Stałe pomiary pozycji jego czoła wskazują na coroczne niewielkie nasunięcia i recesje. Można również zauważyć pewne okresy dłuższej recesji, a następnie kilkuletnie awanse. Maksymalna zaobserwowana roczna recesja miała miejsce w sezonie 1935–1936. W jej czasie czoło lodowca cofnęło się o 103 m. Największe nasunięcie zanotowano w sezonie 1985–1986 na odległość 51 m. W latach 1930–1964 czoło lodowca wykazywało stałą, coroczną tendencję recesyjną, przerywaną niewielkimi awansami w latach 1949–1951. Określono, że w latach 1900–1950 miąższość lodowca zmniejszyła się o 150 m, a tempo recesji w tym czasie wynosiło średnio 3 m/rok (Eiriksson i in., 1994). Jednocześnie po roku 1950 tempo recesji uległo wyraźnemu zwolnieniu. Dopiero po 1970 r. lodowiec ponownie nasunął się na swoje

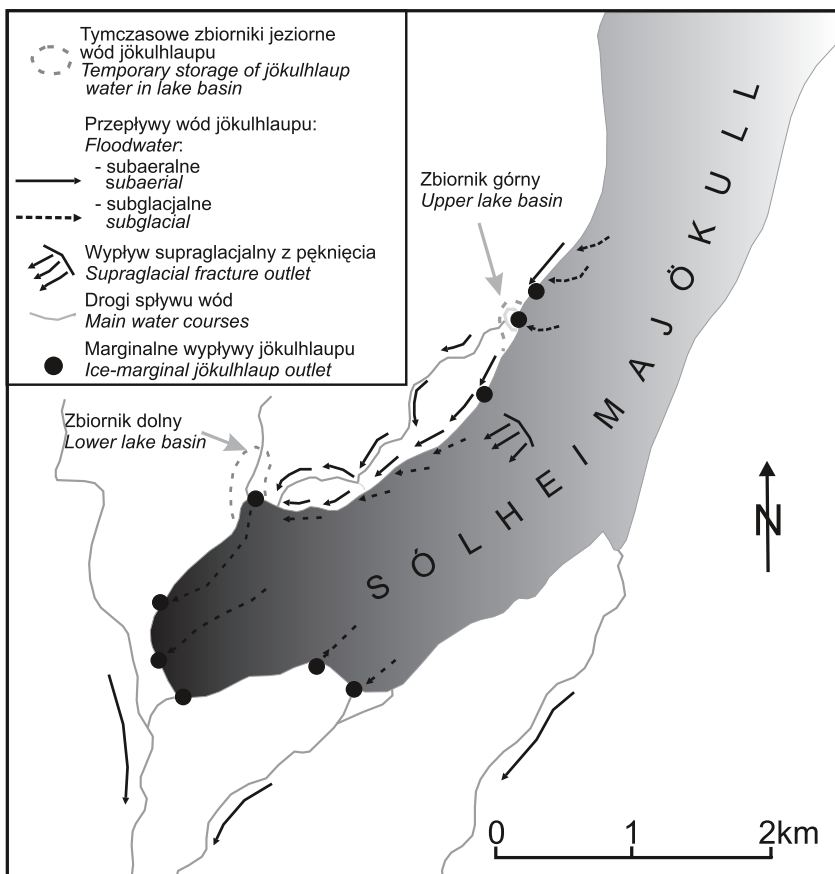
przedpole na odległość około 40 m. Eiriksson i in. (1994) zjawisko to wiąże z wyraźnie chłodniejszymi latami na Islandii notowanymi od 1940 r., a szczególnie w latach 60. ubiegłego wieku. Od schyłku XX w. zaznacza się kolejna wyraźna faza recesji, trwającą do chwili obecnej (ryc. 2).

Zjawiska katastrofalnych powodzi lodowcowych

W związku z istnieniem pod czapą lodową Mýrdalsjökull bardzo aktywnego wulkanu, dochodzi tu do częstych spływów znacznych ilości wód roztopowych. Część tych wód odpływa przez subglacjalne tunele lodowca Sólheima. Wody te spływają także po powierzchni lodowca oraz w jego brzeżnych partiach. Głównym ciekim wypływającym spod lodowca jest rzeka Jökulsa. Parametry chemiczne, a także charakterystyczny zapach wody Jökulsi wskazują, że mają one powiązania z wulkanem Katli. Bezpośrednio przed czołem lodowca zaobserwować można znaczne nagromadzenie głazów, z których największe osiągają kilku metrów średnicy. Jak podaje Eiriksson i in. (1994), na podstawie wyników analiz tefrochronologicznych, są one związane z katastrofalną powodzią lodowcową z okresu sprzed zasiedlenia Islandii. Kolejny, nieco mniejszy jökulhlaup wydarzył się w pierwszych wiekach kolonizacji wyspy. Następny, o znacznym przepływie, miał miejsce około 1357 r.

Jedna z ostatnich katastrofalnych powodzi lodowcowych związana była z subglacjalną erupcją wulkaniczną Katli, która miała miejsce między 17 a 18 lipca 1999 r. W jej efekcie doszło do powstania znacznej ilości wód roztopowych w środkowej części czapy Mýrdalsjökull (Roberts i in., 2002; Russell i in., 2002). Podobnie jak w czasie wielu wcześniejszych powodzi wody te spłynęły systemem drenażowym Sólheimajökull (ryc. 3). Pierwszy wypływ miał miejsce w zachodniej, brzeżnej części lodowca w strefie oddalonej o 4 km od jego czoła. Wody powodziowe odpływały do uprzednio istniejącego w tym miejscu jeziora zastoisowego, które szybko zostało wypełnione wodą. Strumienie powodziowe płynęły arealnie wzdłuż krawędzi lodowca. W dolnej części brzeżnej partii lodowca powstało drugie jezioro zastoisowe, z którego wody odprowadzane były subglacjalnie. Jezioro to zostało wypełnione pokruszonymi blokami lodowymi, których objętość oszacowano na 10^6 m³ (Roberts i in., 2002). Odpływ z jeziora górnego wyłobił przełom w starszych osadach, a miejscami w odsłoniętym podłożu. Na przedpolu lodowca powstał wał z nagromadzonych głazów i bloków lodowych, o wysokości od 6 do 1 m.

Na powierzchni lodowca woda wypływała również ze szczeliny o długości około 250 m, powstałej 400 m poniżej górnego jeziora zaporowego i dalej odpływała supraglacjalnie. Na czole lodowca największa ilość wód wypływała z tunelu subglacjalnego o szerokości 150 m, położonego w zachodniej części czoła. Drugi tunel powstał w centralnej części czoła. Odprowadzał on znacznie mniejsze ilości



Ryc. 3. Schemat odpływu wód powodzi lodowcowej (jökulhlaup) z lipca 1999 r. (wg Robertsem i in., 2000).

Fig. 3. Schema of jökulhlaup outlets, July 1999 (after Roberts et al., 2000).

wód. Kolejne, mniejsze strumienie wypływały ze wschodniej części czoła i płynęły w poprzek stoku porośniętego roślinnością do głównego koryta Jökulsy. Przejęło ono znaczą część wszystkich wód powodziowych, z tego też względu największe przekształcenia rzeźby zaszyły w jego obrębie. Woda transportowała głazy o średnicy do 5–10 m (Russell i in., 2002). Narastająca się ilość wód powodziowych zaczęła degradować tamę z pokruszonego lodu blokującego odpływ i przelewać się przez jej koronę. Przerwane zostały również niewielkie ciągi moren czołowych istniejących na przedpolu lodowca.

W jeziorze zastoisowym górnym powstała delta oraz została zakumulowana warstwa osadu o miąższości od 0,1 m do 0,5 m (Russell i in., 2002). Morfologia dna tego zbiornika została następnie przeobrażona przez szorujące po nim bloki

lodowe. Wyływ wody z jeziora doprowadził do całkowitego wyczyszczenia z osadów kanału odprowadzającego jego wody. Liczne bloki lodowe zostały zasypane przez osady glaciofluwialne na przedpolu lodowca. Ich ilość i wielkość zmniejszała się wraz z oddaleniem od głównych wyływów wód. Po wytopieniu brył lodu powstały charakterystyczne zagłębienia wytopiskowe (Russell i in., 2002).

Powódź trwała około 4–6 godzin (Roberts i in., 2002). Maksymalna wielkość przepływu bezpośrednio przy czole lodowca wynosiła 4780 m³/s, natomiast przepływ w rzece Jökulsa, w odległości 6 km od czoła lodowca, osiągnął 1943 m³/s.

Literatura

- Carswell, D. A., 1983, The volcanic rocks of the Sólheimajökull area, southern Iceland. *Jökull* 33: 61–71.
- Einarsson, P., Brandsdóttir, B., 2000: Earthquakes in the Mýrdalsjökull area, Iceland, 1978–1985: Seasonal correlation and connection with volcanoes. *Jökull* 49: 59–73.
- Eiriksson, J., Larsen, G., Björnsson, H., Simonarson, L. A., Hallsdóttir, M., 1994: Roadlog Nordic Geological Excursion In Iceland, Quaternary geology – glaciology, Excursion day11, Reykjavik: 95–100.
- Lawler D.M., Björnsson H., Dolan M., 1996, Impact of subglacial geothermal activity on meltwater quality in the Jökulsa a Solheimasandi system, southern Iceland, *Hydrological Processes* vol. 10, 557–577.
- Roberts, M.J., Russell, A.J., Tweed, F.S., Knudsen, O., 2002: Controls on the development of supraglacial floodwater outlets during jökulhlaups. W: *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. IAHS Publ. 271: 71–76.
- Russell, A.J., Tweed, F.S., Knudsen, O., Roberts, M.J., Harris, T.D., Marren, P.M., 2002: Impact of the July 1999 jökulhlaup on the proximal river Jökulsa a Solheimasandi, Myrdalsjökull glacier, southern Iceland. IAHS Publ. Nr 271, Reykjavik: 249–254.
- Sigurdsson, O., 1998: Glacier variations in Iceland 1930–1995 From the database of the Iceland Glaciological Society. *Jökull* 45: 3–26.

Osady i ewolucja wytopiska typu pierścieniowo-normalnego w strefie marginalnej Höfdabrekkujökull

Deposits and evolution of the rimmed–normal kettle in the Höfdabrekkujökull marginal zone



Stanowisko/Site 5

Abstract: Höfdabrekkujökull is the biggest outlet glacier of the Mýrdalsjökull ice cap. The most proximal range of the Höfdabrekkujökull, dated into the Older Dryas, was described by Johannesson (1985), in a line of the outer moraines „Y”. The further, younger end moraines there are about 5 km from the glacier’s snout (Wiśniewski et al., 1999). Further, younger range of the Höfdabrekkujökull, from the period of the decline phase of a Little Ice Age, delimits two lines of so called main end moraines (Heim, 1983). Further in glacier direction there are many lines of end moraines which delimit its range in the last 70–years. A dominant part of an area of the Höfdabrekkujökull marginal zone are the sandurs. In southern part of Höfdabrekkujökull marginal zone they have different relative heights in relation to the Remundargilsá river level. Pitted sandur occupies the proximal part of the 6th sandur level. In one of the kettles there are distinguished three lithofacial sets: out–melting–denudative, reservoir and weakening the flow of fluvio-glacial waters (fig. 1). Deformation structures existing there, mainly of gravitation origin, developed as a result of: different tempo for the melting of ice and the melting out of the moraine load placed in ice block, differentiated cover of sandur material and because of the instability of the ice block placed in soft, saturated deposit. Recognised by the authors circular rim (ring) structure of kettle was created in local condition of sandur flow cease. This rim ridge developed as a scattering–deformational form, which in a time of the youngest sandur accumulation became a fossil structure. In relation to the classification by Maizels (1992), a new type of “rimmed–normal” kettle was distinguished (Olszewski, Weckwerth, 1999).

Ogólna charakterystyka rzeźby przedpola Höfdabrekkujökull

Czoło Höfdabrekkujökull, o długości 12,6 km, jest najdalej na południe wysuniętą częścią czapy lodowej Mýrdals. Schodzi ono do wysokości 198 m n.p.m. w części południowej, w miejscu wypływu rzeki Renundargilsa i około 310 m n.p.m. w części północnej (zał. 2). Na proksymalnych skłonach bazaltowego ma-

sywu Moldheidi jest ono położone na wysokości 220–280 m n.p.m. Wzdłuż czoła lodowca tworzy się najmłodszy system moren czołowych, występujący często w postaci wałów lodowo–morenowych. Formuje się także, około 300 m szerokości, strefa nakładających się bądź podcinanych przez wody roztopowe proksymalnych stożków sandrowych, powstających w bezpośrednim kontakcie z czołem lodowca. Są one odpowiednikiem tzw. „wysokich sandrów” Heima (1983).

Zróznicowanie rzeźby przedpola lodowca Höfdabrekku jest wynikiem akumulacyjnej i erozyjnej działalności lodowca oraz wód roztopowych. Najdalszy zasięg czoła lodowca Höfdabrekku, datowany, na co najmniej starszy dryas, określił Johannesson (1985). Höfdabrekkujökull sięgał wtedy linii tzw. moren zewnętrznych „Y”, około kilkunastu kilometrów na południowy–wschód od współczesnego zasięgu czoła. Młodsze moreny czołowe położone są w odległości około 5 km od czoła lodowca, na E od przełomu rzeki Mulakvisl (Wiśniewski i in., 1999). Są to formy o wysokości 3–4 m, które występują w proksymalnej części zezgarowanego i silnie zdenudowanego wzniesienia wulkanicznego (zał. 2). Ich wiek nie jest znany. Możliwe, że należą do jednej z końcowych faz postojowych z w późnym glacie. Odpowiednikiem tych form na północy może być jeden z sześciu wyraźnych ciągów morenowych położonych bezpośrednio w południowym otoczeniu wzniesienia Rjúpnafell (342 m n.p.m.). Kolejny młodszy zasięg Höfdabrekkujökull wyznaczają dwa ciągi tzw. głównych moren czołowych (Heim, 1983). Zewnętrzny z nich Krüger (1994) określił jako moreny czołowe schyłkowej fazy Małej Epoki Lodowej, tj. z lat 1900–1904. Jego oddalenie od współczesnego zasięgu lodowca jest zmienne i wynosi od około 450 m do około 1400 m (Wiśniewski i in., 1999). Następny ciąg moren czołowych, położony głównie w północnej części przedpola lodowca, powstał prawdopodobnie przed 1945 rokiem (Krüger, Humlum, 1981; Krüger, 1994). W kierunku czoła lodowca występuje jeszcze od 3 do 5 ciągów niskich pagórków i wałów moren czołowych, które powstały podczas drugiej połowy XX wieku oraz ciągi morenowe, między innymi z 1980 roku i przełomu lat 1980/1990 (Krüger, 1994). U samego czoła lodowca na całej jego długości kształtuje się współczesny, zmienny litofacjalnie i morfogenetycznie, wał lodowo–morenowy (zał. 2). Miejscami najmłodsze moreny czołowe, nie zawierające martwego lodu, nakładają się na nieco starszy ciąg moren czołowych.

Powierzchnie moreny dennej w strefie marginalnej lodowca Höfdabrekku występują wyspowo, za wyjątkiem jej północnej części, gdzie są bardziej zwarte i rozcięte tylko wąskimi szlakami przepływu wód roztopowych (zał. 2). Lokalnie rozwinęła się morena denna ukierunkowana, którą reprezentują: „fluted moraine”, morena denna zdrumlinizowana, morena denna zdrumlinizowana–kopulasta oraz drumliny (Wiśniewski i in., 1999). Formy te występują wewnątrz zakłębłości terenu objętych globalnym układem niewielkich moren czołowych.

Dominującą część powierzchni strefy marginalnej Höfdabrekkujökull zajmują sandry (zał. 2). Niektóre z nich są efektem katastrofalnych, poerupcyjnych po-

wodzi – *jökulhlaups* (Heim, 1983; Maizels, 1991; 1992; Krüger, 1994; Olszewski, Weckwerth, 1998; 1999). W południowej części strefy marginalnej Höfdabrek-kujökull mają one różną wysokość względną w stosunku do rzeki Remundargil-sá (ryc. 1, a). Najwyższy z sandrów („pre-1918” sandur, Maizels, 1992) powstał przed erupcją subglacjalnego wulkanu Katla. Niższy poziom (II), utworzył się podczas katastrofalnej powodzi lodowcowej w 1918 r. Jego powierzchnie urozmaicają wytopiska opisane przez Maizels (1992). Później powstałe poziomy sandrowe (Olszewski, Weckwerth, 1998) to środkowy zespół sandrów (poziomy IV–VII), dolny (VIII–IX) i najniższy (X).

Poza powierzchnią sandru utworzonego w wyniku powodzi z 1918 r. formy wytopiskowe zostały również zlokalizowane w proksymalnej części poziomu sandrowego VI (Olszewski, Weckwerth, 1998; 1999). Sandr ten ma długość około 1,2 km i szerokość do 250 m (ryc. 1, a). W jego skład wchodzi odrębne morfogenetycznie powierzchnie sandrowe: płaska (VI), dziurawa (VI) oraz obniżona i dziurawa (VIa). Położone tu zagłębienia wytopiskowe zajmują obszar o długość 90 m i szerokość 70 m.

Zagłębienie wytopiskowe „pierścieniowo-normalne” – osady i ewolucja

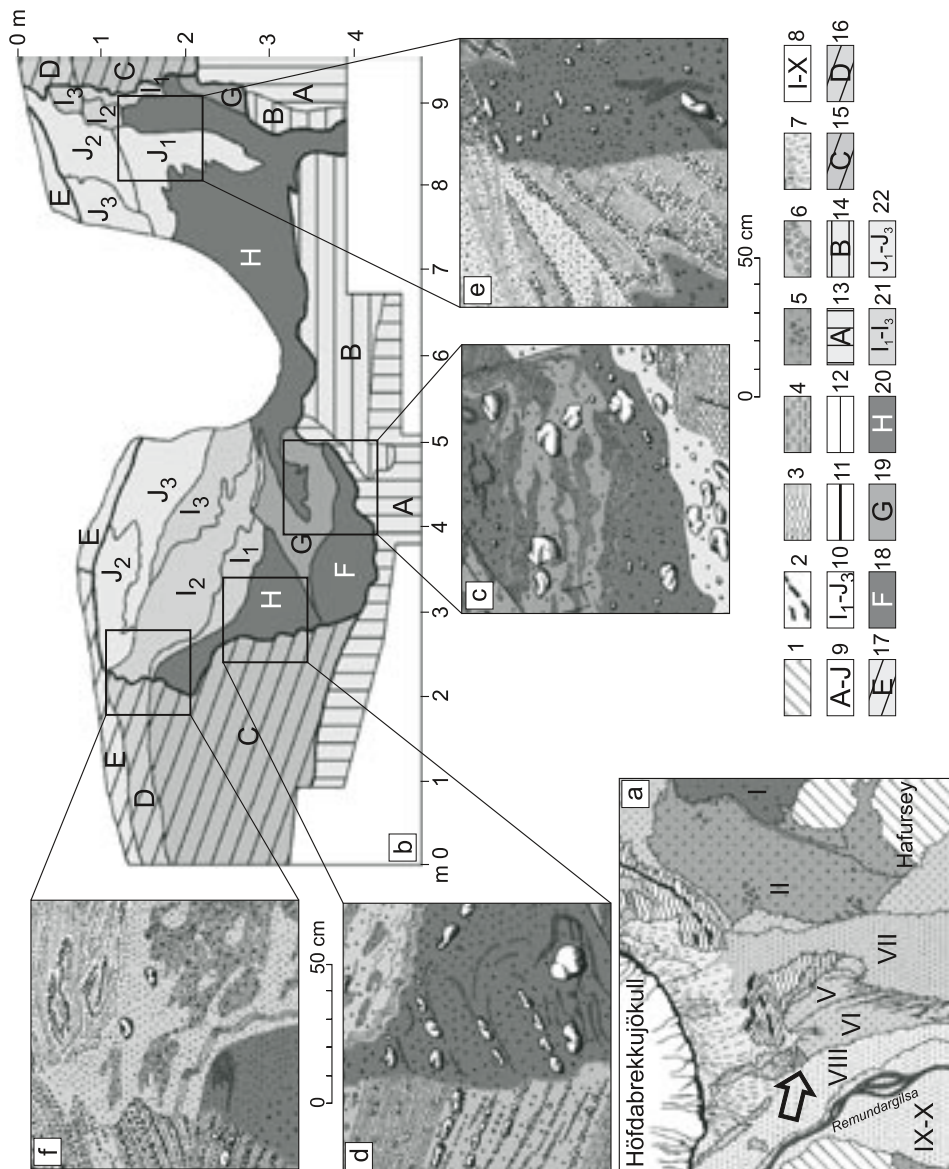
Kartowanie geomorfologiczne południowej części strefy marginalnej lodowca Höfdabrekku umożliwiło rozpoznanie budowy geologicznej zagłębienia wytopiskowego położonego w zachodniej części sandru dziurawego (Olszewski, Weckwerth, 1998; 1999). W obrębie odsłonięcia widoczna jest złożona seria osadów wytopieniowo–denudacyjnych, która jest włożona w utwory fluwioglacjalne oraz diamikton i piaski podłoża (ryc. 1: a, b).

Litofacje podłoża sandru

Osady podłoża reprezentowane są przez żwirowy, masywny diamikton „A” z lokalnie występującymi soczewkami czarnego drobnego piasku (ryc. 1: b, c). Strop diamiktonu poniżej serii wytopieniowo–denudacyjnej jest erozyjnie obniżony. Pod osadami fluwioglacjalnymi w otoczeniu wytopiska zalega on wyżej o 0,8– 2,0 m. Do osadów podłoża wytopiska należą także czarne masywne piaski drobnoziarniste „B” z soczewkami i smugami mułku oraz piasku gruboziarnistego (ryc. 1: b, c). Ich pierwotną laminację zaburzają drobne uskoki normalne o rzucie kilku centymetrów. Orientacja tych uskoków (N/NW) nawiązuje do przebiegu uskoków nadległego kompleksu wytopiska „G”. Litofacja drobnoziarnistych piasków podłoża wytopiska „B” powstała w środowisku wód stojących z epizodycznym przepływem. Struktury deformacyjne osadów obydwu zespołów litofacyjnych (A, B) oraz ich erozyjne stropy, mogą być genetycznie związane z osadzeniem ponad nimi bryły lodu (ryc. 2, a).

Litofacje otoczenia sandrowego

Otoczenie osadów wytopiska stanowią osady fluwioglacjalne „C”. Odpowiadają one pod względem swej struktury, stropowemu kompleksowi litofacjalnemu w modelu strukturalnym sandrów islandzkich (Maizels, 1991; 1992) oraz są podobne do osadów odłożonych przez „Katla flow of 1918, resting on undisturbed soil at Núpar” (Jónsson, 1982, s. 64), na południe od przełomu rzeki Múllakvisl.



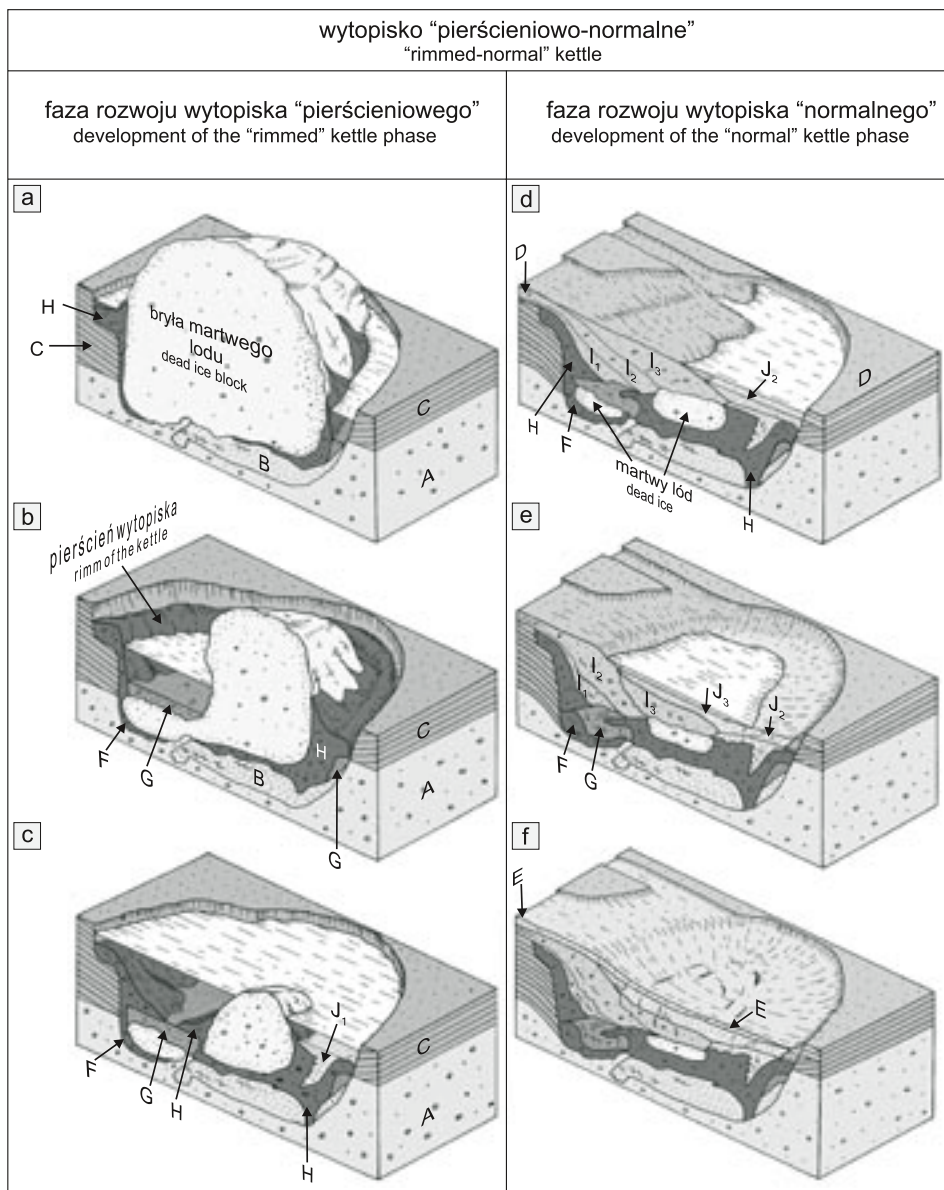
Osady fluwioglacjalne „C”, o miąższości 1,4–2,2 m, są reprezentowane przez horyzontalnie warstwowane żwiry i piaski ze żwirem, nachylone w kierunku wytopiska (ryc. 1: b, d). Stanowiły one pierwotne otoczenie rozwijającej się formy wytopiskowej (ryc. 2).

Litofacje wytopieniowo–denudacyjne (faza wytopiska „pierścieniowego”)

Rozwój analizowanego wytopiska w początkowej fazie związany jest z depozycją osadów wytopieniowo–denudacyjnego kompleksu litofacjalnego (zespoły litofacjalne F, G, H) (ryc. 2: a–c). Do osadów wytopiskowych należy diamikton wytopieniowy „F” o zwartym szkielecie ziarnowym. Dominują w nim grube żwiry i głązy, dochodzących do 20 cm średnicy (ryc. 1, c). Mogły one pochodzić ze spągowego wytopienia się materiału morenowego z bryły martwego lodu i z późniejszej degradacji jej niewielkiej części (ryc. 2: c–e). Powyżej zalegają piaski drobno- i średnioziarniste z diamiktonem „G”. Cechą wyróżniającą ten zespół litofacjalny są głązy oraz warstewki laminowanego piasku drobnoziarnistego (ryc. 1, c). Osady te reprezentują litofacie niewielkiego zagłębienia, stale wypełnionego wodą. Było ono uformowane pomiędzy topniejącą ścianą lodu pokrytą spływającym diamiktonem, a krawędzią wytopiska (ryc. 2: b–c). Zespół litofacjalny „G”, z pierwotnie małym nachyleniem warstw piasku, został silnie zdeformowany przez napór nad-

Ryc. 1. Lokalizacja (a) oraz budowa geologiczna wytopiska „pierścieniowo–normalnego” (b–f): 1 – masywy skalne, 2 – ciągi moren czołowych, 3 – morena denna, 4 – erozyjne równiny wód roztopowych, 5 – równiny sandrowe z wytopiskami pierścieniowymi (jökulhlaup 1918), 6 – sandur „dziurawy”, 7 – marginalne stożki sandrowe, 8 – poziomy sandrowe, 9 – zespoły litofacjalne osadów kompleksów podłoża (A–B), fluwioglacjału (C–E), wypełnienia wytopiska (F–J), 10 – części zespołów litofacjalnych (I–J), 11 – granice kompleksów litofacjalnych, 12 – granice zespołów litofacjalnych i ich części, 13 – masywny diamikton żwirowy podłoża, 14 – piaski drobnoziarniste masywne z soczewkami i smugami mułku oraz piasku gruboziarnistego, 15 – piaski i żwiry warstwowane poziomo, nachylone w kierunku kopalnego dna wytopiska, 16 – piaski różnoziarniste i żwiry, 17 – piaski i żwiry, 18 – żwirowy diamikton wytopieniowy, 19 – piaski drobno- i średnioziarniste z diamiktonem, 20 – diamikton piaszczysty ze żwirem i głązami, 21 – mułki i piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste, zdeformowane, 22 – masywne piaski i żwiry.

Fig. 1. Location (a) and geological structure of the „rimmed–normal” kettle (b–f): 1 – rocky massifs, 2 – end moraine ranges, 3 – ground moraine, 4 – erosional melt–water plains, 5 – sandur plains with ringed kettles (jökulhlaup 1918), 6 – „pitted” sandur, 7 – marginal sandur cones, 8 – sandur levels, 9 – 1 – lithofacial sets of sediment complexes: substratum (A–B), fluvioglacial deposits (C–E) and melt–out kettle fill (F–J), 10 – parts of lithofacial sets (I–J), 11 – borders of lithofacial complexes, 12 – borders of lithofacial sets and their parts, 13 – massive gravel–loamy diamicton of the substratum, 14 – massive fine–grained sands with lenticels and strips of silts and coarse–grained sand, 15 – horizontal bedded gravel and sand, inclined towards the bottom of the kettle, 16 – varigrained sand and gravel, 17 – sand and gravel, 18 – melt–out gravel–loamy diamicton, 19 – fine- and medium–grained sand with diamicton, 20 – sandy diamicton with gravel and boulders, 21 – disturbed silt and fine- and very fine–grained sand, 22 – massive sand and gravels.



Ryc. 2. Fazy i etapy rozwoju wytopiska „pierścieniowo-normalnego” (zespoły litofacji A–J jak na ryc. 1).

Fig. 2. Phases and stages in the evolution of “rimmed-normal” kettle (lithofacial sets A–J as on fig. 1).

ległych osadów „H” i topnienie znajdującej się poniżej mniejszej części bryły lodu powstałej z rozpadu bryły pierwotnej (ryc. 1, c; ryc. 2: c–e). Doprowadziło to do sfałdowania osadów i rozwoju uskoków ścinających, w tym uskoków odwróconych. Jednocześnie, po południowej stronie wytopiska, następowała depozycja pakietu osadów sedymentacji zbiornikowej „J₁”. Występują w nich struktury deformacyjne gwałtownych i blokowych ruchów grawitacyjnych (ryc. 1, e). Charakter i „kolumnowa” pozycja tych osadów wynikała z ich ulokowania w szczelinie pomiędzy bryłą lodu, a diamiktonem „H” (ryc. 2, c).

Głównym zespołem litofacjalnym wypełniającym wytopisko jest diamikton podstawowy „H”, z licznymi głazami i grubymi żwirami. Pochodzi on z ablacji materiału morenowego w obrębie bryły lodu i występuje na całej szerokości wytopiska (ryc. 1: d–f; ryc. 2: a–c). Miąższość tych osadów, która jest największa na obu skrzydłach wytopiska, około 2,1 m, zmniejsza się w kierunku jego części centralnej. Wyższa pozycja stropu diamiktonu podstawowego na kopalnych obrzeżach wytopiska, np. na półce osadów fluwiogłacialnych „C” w północnej części odsłonięcia, tworzy w układzie przestrzennym paleomorfologiczną strukturę wału (ryc. 1: e, f; ryc. 2: b–c). Występuje on jako forma kopalna pod wyrównaną powierzchnią sandru na głębokości około 1 m.

W przekroju kopalnego wału pierścieniowego, jego zbocza, zarówno zewnętrzne jak i wewnętrzne, są strome. Osady zbocza zewnętrznego kontaktują się z osadami sandru, natomiast zbocze wewnętrzne formowały procesy grawitacyjne, podczas zsuwania się w dół młodszych osadów. W korzeniowej części pierścienia występują struktury deformacyjne, np. drobne fałdy piasków w diamiktonie i rotacyjne mikrofałdy przewalone, które są efektem konsolidowania formy wału pierścieniowego (ryc. 1, d; ryc. 2: a–c).

Litofacie wypełnienia wytopiska (faza wytopiska „normalnego”)

Do osadów wypełniających wytopisko w drugiej fazie jego ewolucji należą zaburzone osady sandrowe „I” i „E” oraz zbiornikowe „J”. Zalegają one powyżej diamiktonu podstawowego (H). W północnej części odsłonięcia wyróżniono wśród nich kilka części (ryc. 1). Dolną (I₁) tworzy diamikton piaszczysty z położoną w spągu zdeformowaną warstewką piasku drobnoziarnistego (ryc. 1, d). Część środkowa (I₂) złożona jest z piaszczystego diamiktonu z licznymi soczewkami piasków drobno- i średnioziarnistych o inwolucyjnej strukturze (ryc. 1, f). Część górną (I₃) reprezentują masywne piaski różnoziarniste i żwiry. Fragmenty zespołu litofacji „I₂” oraz „I₃” są osadzone ponad diamiktonem podstawowym kopca pierścieniowego. Stanowią one wyraźne przedłużenie osadów fluwiogłacialnych „D”, które były zdeponowane w zasięgu deformacyjnego wpływu topniejącej bryły martwego lodu (ryc. 2: d–e). Sandrowy zespół litofacjalny „D”, reprezentowany w otoczeniu wytopiska przez piaski różnoziarniste i żwiry, był akumulowany przy znacznie mniejszej wielkości bryły martwego lodu (ryc. 1: b, f). Od momentu depozycji tych osadów, analizowana forma wytopiskowa rozwijała się jako wytopi-

sko „normalne” wg klasyfikacji Maizels (1992), ponieważ wytopisko „pierścieniowe” uległo zasypaniu osadami fluwiogłacjalnymi (ryc. 2: d–f).

Ewolucja formy jako wytopiska typu normalnego wiąże się dalej z zapadaniem osadu i spokojnym spływem grawitacyjnym po stronie północnej oraz odpadaniem osadów po stronie południowej (ryc. 2: d–e). Obniżenie ich stropu umożliwiło powstanie okresowego jeziora, w którym następowała akumulacja osadów drobnoziarnistych „J”. Stanowią je mułki i piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste (ryc. 1: b, f; ryc. 2: d–e).

W końcowym okresie sedymentacji i resedymentacji zbiornikowy zespół litofacjalny „J” był formowany w pogłębiającej się w skutek topnienia lodu niecce wytopiska. Coraz większe jej spłykanie było powodowane depozycją najmłodszego pakietu osadów fluwiogłacjalnych „E”. Stanowi go mieszanina piasku i żwiru. Osady te zostały odłożone jeszcze przed ostatecznym zanikiem zagrzebanej pozostałości lodu (ryc. 1, b; ryc. 2, f).

Ewolucja wytopiska „pierścieniowo-normalnego”

Osady wypełniające analizowane zagłębienie wytopiskowe położone w obrębie sandru dziurawego, należą do środowisk depozycji wytopieniowo-denudacyjnej, zbiornikowej i zanikającego płynięcia wód roztopowych (ryc. 1, b; ryc. 2). Powstałe wśród zdeponowanych w nich osadach struktury deformacyjne, głównie pochodzenia grawitacyjnego, rozwinęły się w wyniku zmiennego tempa wytapiania lodu i ładunku morenowego umieszczonego w bryle lodowej, zróżnicowanego zasypania jej materiałem sandrowym oraz z powodu niestabilności bryły posadowionej w miękkim, nawodnionym osadzie (ryc. 2). Rozpoznany wał pierścieniowy wytopiska powstawał w warunkach lokalnego ustania przepływu sandrowego. Wał ten rozwinął się jako forma osypowo-deformacyjna w pierwszej fazie ewolucji wytopiska (ryc. 2: a–c). Podczas najmłodszej akumulacji sandrowej stał się on strukturą kopalną (ryc. 2: d–e). Złożoność ewolucji analizowanego wytopiska pozwala na określenie tej formy jako wytopisko „pierścieniowo-normalne”. Było to obniżenie początkowo z jednym dnem, następnie stało się niecką i ostatecznie zagłębieniem z dwupoziomym dnem. Fakt występowania wyższego poziomu dna w zestawieniu z mniej kolistym przebiegiem krawędzi wytopiska może być rezultatem rozpadu dużej bryły lodu, bądź jej kolizji z mniejszą, w trakcie zasypywania formy pierścienia.

Literatura

- Heim, D., 1983: Glaziäre Entwässerung und Sanderbildung am Kötlujökull, Südisland. *Polarforschung* 53 (1): 17–29.
- Jónsson, J., 1982: Notes on the Katla volcanological Debris Flows. *Jökull* 32: 61–68.
- Krüger, J., 1994: Glacial processes, sediments, landforms and stratigraphy in the terminus region of Mýrdalsjökull, Iceland. *Folia Geographica Danica* XXI, København: 1–233.
- Krüger, J., Humlum O., 1981: The proglacial area of Mýrdalsjökull (with particular reference to Sléttjökull and Höfdabrekkujökull). *Folia Geographica Danica* XV, 1, København: 1–57.
- Maizels, J., 1991, The origin and evolution of Holocene sandur deposits in areas of jökulhlaup drainage, Iceland. W: J. K. Maizels J.K., C. Caseldine (Red.) *Environmental Change in Iceland: Past and Present*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, Londyn: 267–302.
- Maizels, J., 1992: Boulder ring structures produced during jökulhlaup flows. *Geografiska Annaler* 74 A: 21–33.
- Olszewski, A., Weckwerth, P., 1998: Depozycja i deformacja osadów wytopiska na sandrze Höfdabrekkujökull (Islandia). W: E. Mycielska–Dowgiałło (Red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Warszawa: 85–102.
- Olszewski, A., Weckwerth, P., 1999: The morphogenesis of kettles in the Höfdabrekkujökull forefield, Mýrdalssandur, Iceland. *Jökull* 47: 71–88.
- Wiśniewski, E., Andrzejewski, L., Olszewski, A., 1999: Relief of the Hofdabrekkujökull forefield, South Iceland, in light of geomorphological mapping. *Jökull* 47: 59–70.

Andrew J. Russell

School of Geography, Politics & Sociology, University of Newcastle

The geomorphological & sedimentary impact of jökulhlaups Skeiðarársandur

Geomorfologiczne i sedymentologiczne skutki katastrofalnych powodzi lodowcowych sandru Skeiðarár



Site/Stanowisko 6

Streszczenie: Lodowce i łądolody erodują, transportują i akumulują wielkie ilości osadów. Subglacialne wody roztopowe stanowią istotny czynnik determinujący dynamikę lodowców i transport materiału. Nagłe powodzie lodowcowe (*jökulhlaups*) różnią się od przeciętnych odpływów wód roztopowych zdecydowanie większą energią przepływu oraz ich dystrybucją. Powodzie tego typu na lodowcu Skeiðarár identyfikowane są jako subglacialne, inglacjalne oraz proglacialne. Ich rola w kształtowaniu podłoża lodowca oraz w transformacji osadów subglacialnych i proglacialnych jest wciąż przedmiotem dyskusji. W warunkach katastrofalnej powodzi lodowcowej procesy erozji, transportu i akumulacji zachodzą jednocześnie, co odzwierciedlają formy i osady. Tworzone modele tego zjawiska powinny, zatem obejmować wszystkie ww. subśrodowiska glacialne. W strefach proglacialnych w warunkach wysokoenergetycznych przepływów następuje istotna transformacja erozyjna rzeźby. W sytuacji kontaktu czoła lodowca z oceanem badania tego zjawiska powinny obejmować również strefę subakwalną. Badania nad współczesnymi procesami i osadami związanymi z katastrofalnymi powodziami lodowcowymi mogą mieć istotne znaczenie w interpretacji roli wód roztopowych w kształtowaniu rzeźby przez łądolody czwartorzędowe.

Background/Introduction

In Iceland, the combination of high precipitation rates, frequent subglacial eruptions and enhanced geothermal heat flux generate frequent jökulhlaups (Björnsson, 1992, 2002; Einarsson et al., 1997). This makes Iceland a prime location for the study of jökulhlaups and their resultant deposits and landforms. The presence of large temperate glaciers in Iceland, combined with an abundance of relatively friable volcanic sediment, allow enormous sediment fluxes to the North Atlantic (e.g. Stefánsdóttir et al., 1999). Repeated jökulhlaups have built vast outwash plains or 'sandur' which form much of Iceland's southern coast (Maizels, 1991; Nummedal et al., 1987). Icelandic sandur have been studied

since the 19th century (Hjulström, 1952; Thórarinnsson, 1974; Krigström, 1962; Boothroyd & Nummedal, 1978). Although the significance of Icelandic jökulhlaups for terrestrial sediment transport and geomorphic change has been recognised for centuries, only recently have processes associated with modern jökulhlaups been examined in detail (e.g. Russell & Knudsen, 1999a; Roberts et al., 2000a, b, 2001). In particular, the November 1996 jökulhlaup at Skeiðarárjökull has added greatly to our understanding of jökulhlaup processes within both ice–marginal and proglacial zones (Russell & Knudsen, 1999a; Roberts et al., 2000a, b).

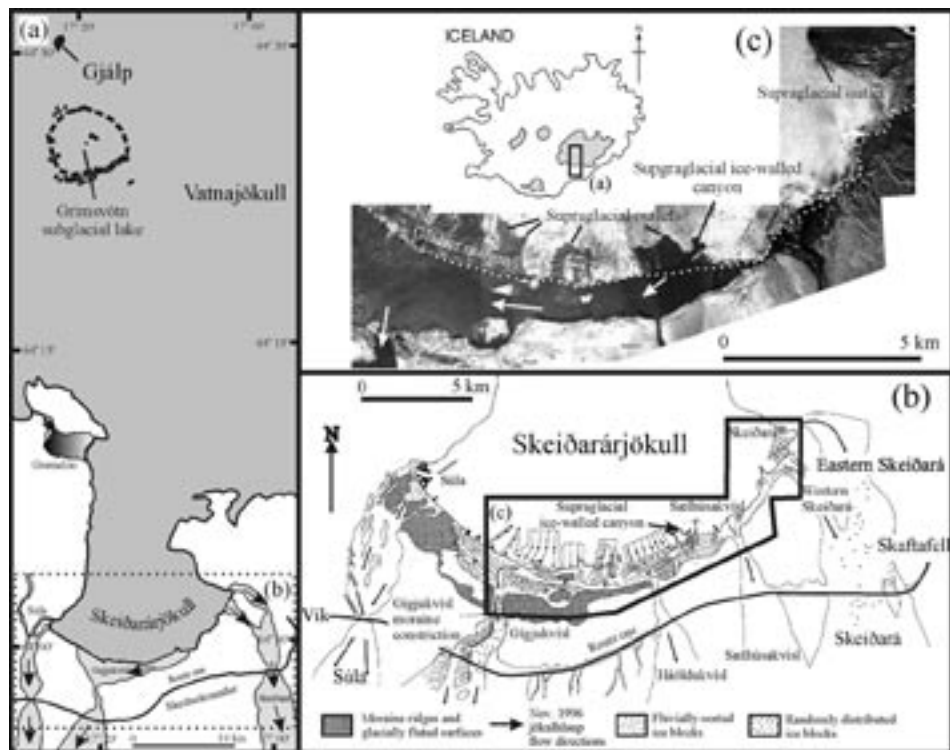


Fig. 1. Location of Skeiðarárjökull and Skeiðarársandur within Iceland and in relation to Vatnajökull ice cap. (a) The 1996 eruption site (Gjálp) and the jökulhlaup source (subglacial lake Grímsvötn) are indicated. The 1996 jökulhlaup drained subglacially over a distance of 50 km before exiting the snout of Skeiðarárjökull. (b) The 1996 jökulhlaup drained the glacier snout via multiple sub- and englacial outlets, inundating large tracts of the glacier surface and proglacial area. Jökulhlaup drainage from the glacier snout was impeded by moraine ridges and high elevation inactive sandur surfaces, resulting in the development of lateral flow, parallel to the ice front in the Gígjukvísl channel system. (c) Aerial photograph of waning stage jökulhlaup flows within the Gígjukvísl channel system at 12:00 on November 6 1996. The pre-flood glacier margin is indicated by the dotted white line. The location of supraglacial outlets and the supraglacial ice-walled canyon are indicated on both (b) and (c).

November 1996 jökulhlaup

A volcanic eruption beneath the Vatnajökull ice cap began on September 30, 1996 (Guðmundsson et al., 1997). Over the next month, 3.8 km³ of meltwater travelled subglacially into the Grímsvötn subglacial lake until it reached a critical level for drainage (Björnsson, 1997, 2002) (Fig. 1). The resulting jökulhlaup began in Skeiðará, the most easterly river draining Skeiðarárjökull (Fig. 1), on the morning of November 5, and reached a peak discharge of 45–53x10³ m³s⁻¹ within 14 hours (Björnsson, 1997; 2002; Snorrason et al., 1997; 2002; Flowers et al., 2004). The 1996 jökulhlaup attained peak flow conditions much sooner than any previously monitored jökulhlaup from Grímsvötn (Björnsson, 1997; 2002; Roberts et al., 2000a; Flowers et al., 2004; Roberts, 2005). Floodwater burst from multiple ice-roofed vents and fractures, along the entire 23 km wide ice margin (Russell & Knudsen, 1999a; Roberts et al., 2000a, b, 2002; Waller et al., 2001) (Figs. 1 & 2).

Field locations

Jökulhlaup-related phenomena are presented at two key locations, Gígjukvísl (Háöldukvísl) and western Skeiðará, within the ice-proximal area of Skeiðarársandur (Fig. 1). Russell et al. (2005, In press) provide a more comprehensive review of jökulhlaup impacts at Skeiðarárjökull and other glaciers.

Háöldukvísl/Gígjukvísl

(1) Supraglacial embayments

During the November 1996 jökulhlaup arcuate ice-surface depressions or ‘embayments’ developed higher on the surface of Skeiðarárjökull at intervals along ice flow transverse fractures, created by the mechanical removal of fragments of glacier ice, already heavily fractured by high water pressure during the November 1996 jökulhlaup (Roberts et al., 2001; Waller et al., 2001). Roberts et al. (2001) reported that ice removal occurred in a zone of diffuse fractures which stem from a main or ‘arterial’ fracture. Roberts et al. (2000a,b) reported that flow was vigorous from these supraglacial outlets for only the first few hours of the jökulhlaup, after which flows concentrated at point sources along fractures and at progressively lower elevations along the glacier margin. The main Gígjukvísl outlet, located at the lowest elevation along the glacier snout and having lowest hydraulic potential received progressively greater amounts of jökulhlaup water. Roberts et al. (2000b) suggest that hydrofractures generated early in the jökulhlaup allowed higher stage flood flows to carve a large supraglacial ice-walled

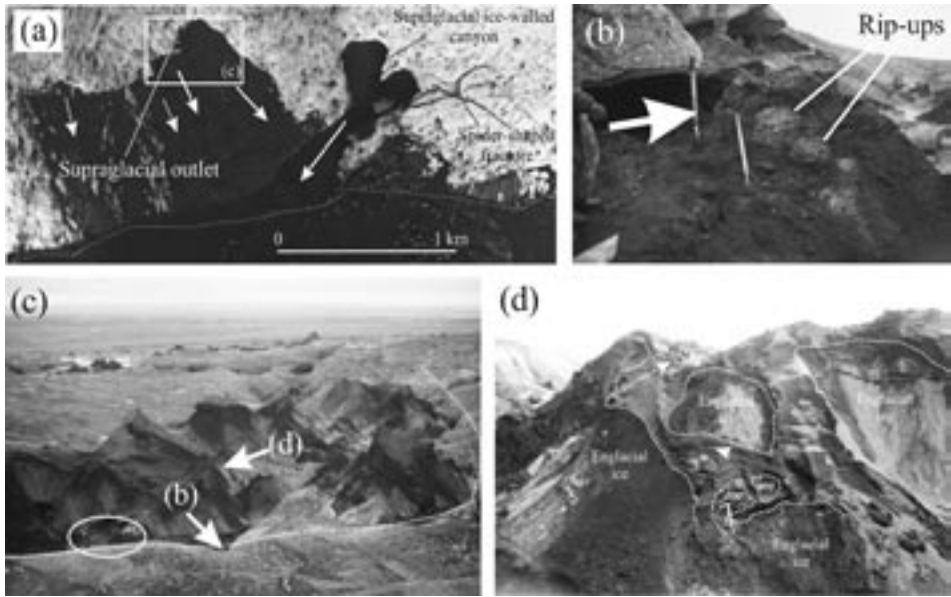


Fig. 2. (a) Aerial photograph taken during the waning stage of the 1996 jökulhlaup shows the location of the supraglacial fracture outlet (boxed) in relation to the pre-flood glacier margin (broken white line) and the supraglacial ice-walled canyon. (b) Frozen sedimentary infill of a laterally extensive, up-glacier dipping 'arterial' fracture (Roberts et al., 2000, 2001). As well as frozen bedded sands and silts, rip-up clasts are found. These rip-ups comprise basal ice and frozen deforming bed sediments which have been mechanically removed from the glacier bed approximately 200 m below. (c) View over fracture outlet area in 1998 after ~ 30 m of post-jökulhlaup ice surface ablation (Waller et al., 2001). The linear 'arterial' fracture is exposed within the amphitheatre shaped ice-surface depression (broken white line). The location of the main fracture section (b) and a section through a complex fracture network (d) are provided. A circle encloses a group of figures for scale. (d) A complex network of branch fractures is in-filled mainly by sands. Sedimentary structures indicate that meltwater flow ascended locally through the fracture network but also flowed laterally.

channel (Figs. 1 & 2). The glacier fractures developed and witnessed during initial rising stage of the 1996 jökulhlaup are believed to have provided a template for the highly irregular geometry of the ice-walled canyon system which developed on the late rising flow stage during the hours of darkness during the night of November 5–6 (Roberts et al., 2000b).

(2) *Supraglacial ice-walled canyon*

The distinctive ice-walled channel which, developed during the November 1996 jökulhlaup, provided the first opportunity for detailed analysis of processes governing the origin and post flood modification of such a feature. The ice-walled canyon extended supraglacially for over 700 m from the active pre-jökul-

hlaup glacier margin (Russell et al., 2001a). The canyon, locally in excess of 50 m in depth and between 100–300 m wide, resulted from the removal of $\sim 5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ of glacier ice by floodwaters (Russell et al., 2001a). The unusual geometry of the ice-walled channel has played a major role in controlling the sedimentary architecture of channel-fill deposits (Russell & Knudsen 1999b; Russell et al. 2001a).

Much of the ice-walled channel fill consists of large-scale upstream dipping beds interpreted as the product of stoss-side accretion of a large channel-wide bar (Cassidy et al., 2003). The presence of two sets of large-scale stoss-side beds within the ice-walled channel in a stream-wise direction indicates progressive headward channel expansion. Polymodal matrix-supported backset deposits suggest deposition almost directly from suspension. Excavation of the supraglacial ice-walled channel allowed the creation of new accommodation space for stoss-side bar accretion to take place.

Large-scale upstream dipping beds were overlain by a variety of lower angled up and downstream dipping beds. Upstream-dipping beds were arranged as trough-sets reflecting supercritical waning stage flows. Foreset beds deposited on the inner-side of a bend in the upper ice-walled channel reflect bar migration conditions under subcritical into deeper water (Russell et al., 2001a).

The presence of a large ‘chamber’ off-set from the main ice-walled channel created ideal conditions for high energy slackwater sedimentation (Russell & Knudsen 1999a,b; Russell et al., 2001a). Sedimentation was dominated by a classic eddy bar at the chamber mouth sloping and fining away from the main

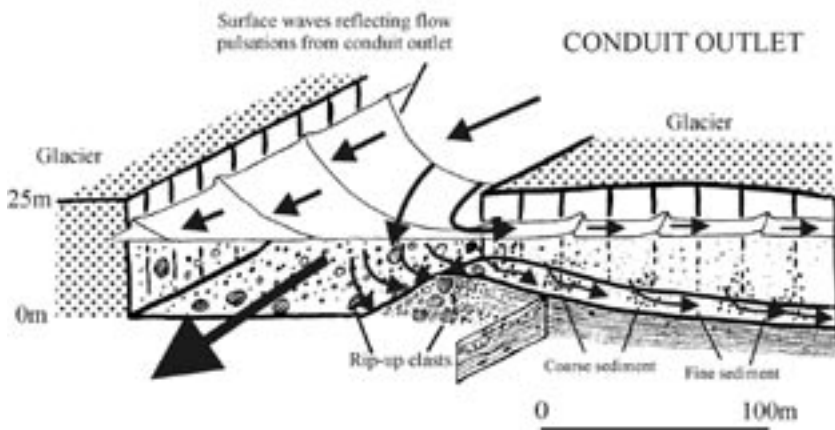


Fig. 3. Block diagram presented by Russell & Knudsen (1999b) illustrating sediment transport pulses entering a tributary embayment from an active conduit-fed channel. Sediment transport pulses are driven by flow pulsations generated with the jökulhlaup conduit system and reflected as flow surface waves. Material enters the tributary embayment as suspended load and settles out rapidly, the largest sediment nearest the tributary mouth and the finest at the rear of the chamber.

channel (Fig. 3). Intra-clasts of up to 2 m in diameter were deposited rapidly from suspension with the proximal eddy bar and even distally, material of up to cobble size was deposited from suspension within a series normally-graded units (Russell & Knudsen, 1999b). Each fining-upward unit was deposited by individual pulses of suspended sediment (Russell & Knudsen, 1999b). Estimates of stream powers and flow competence within the main ice-walled channel indicate that material in excess of boulder size was transported in suspension at flood peak (Russell et al., 2001a). The highly angular geometry of the ice walled channel generated vigorous flow circulation cells, with local flow directions in an up-channel direction. Jökulhlaup bars deposited at high flow stage within flow separation cells were reworked by waning stage flows directed in a down channel direction (Russell, et al., 2001a).

Since the November 1996 jökulhlaup, the ice-walled supraglacial channel has been transformed into a supraglacial ridge (Russell et al., 2001a, 2005, In press). The double-headed ridge now rises < 20 m above the surrounding glacier surface taking the form of an esker. Progressive undercutting of the margins of the ridge reveals an irregular ice-contact, which was confirmed by the GPR surveys along the ridge axis (Cassidy et al., 2003). The ice-walled supraglacial channel created in November 1996 is possibly the best documented modern analogue for large eskers found within the Quaternary landform and sedimentary record (e.g. Warren & Ashley, 1994).

(3) Englacial jökulhlaup deposits

(a) Fractures and fracture fills

During the period between ice-dam failure and emergence of the 1996 jökulhlaup at the glacier margin (~10.5 h), pronounced fracturing and uplift of Skeiðarárjökull occurred (see Fig. 5 of Roberts et al., 2000b). About 6 km down-glacier from Grímsvötn, glaciostatic uplift was inferred at ~10 m across a flood tract ≥ 1 -km-wide (Björnsson, 1997; Flowers et al., 2004). Within 1-km of the edge of the snout, estimates of flood-induced surface displacement (normal faulting) from stereo-paired aerial photographs, taken on November 5, suggest vertical uplift of the order of 2–5 m at several locations. In <9 h, jökulhlaup outlets spread rapidly westwards across the 23 km wide Skeiðarárjökull snout (Roberts et al., 2000b) (Figs. 1 & 2). Before the formation of high-capacity subglacial outlets, turbid floodwater emerged from the glacier surface at successive locations along the snout. Supraglacial outbursts persisted for minutes to an hour.

Hydrofracturing occurs at the bed of a brittle material when hydraulic pressure exceeds overburden pressure and a tensile strength component (Mandl & Harkness, 1987). Once these two thresholds are exceeded, a fluid-driven crack will be propagated rapidly toward the glacier surface (van der Veen, 1998; Rist et al., 2002). Sediments preserved in relict hydrofractures record instantaneous fracture widths of 0.001 – 2 m (Ensminger et al., 2001; Roberts et al., 2001) (Fig. 4).

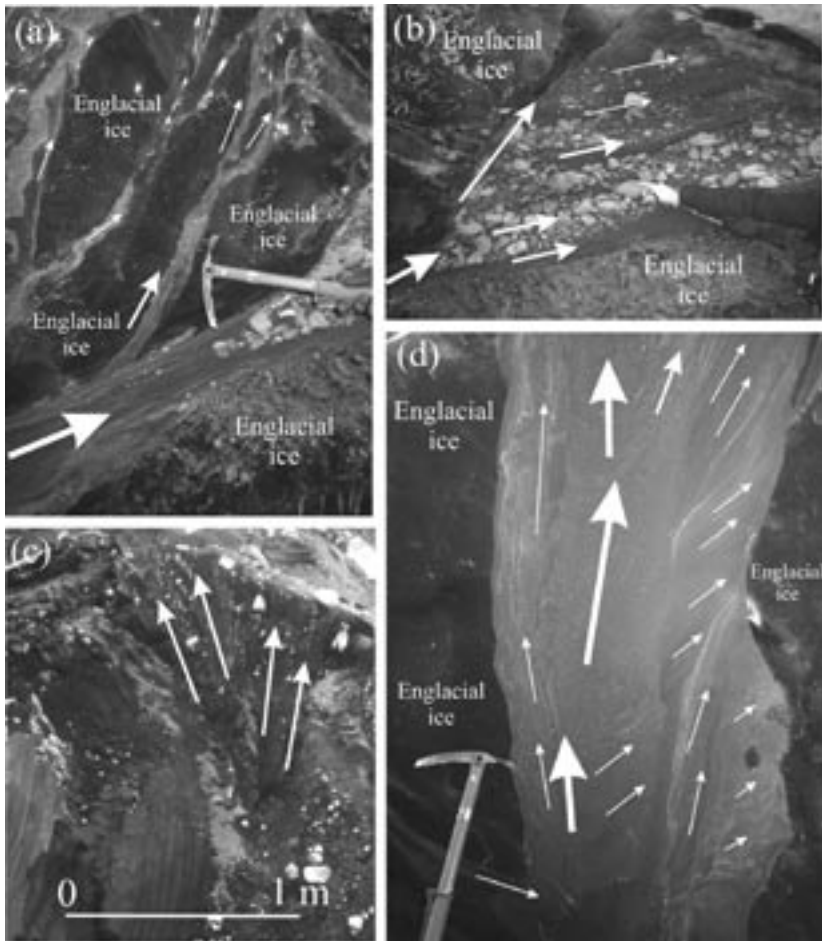


Fig. 4. Englacial jökulhlaup deposits at Skeiðarárjökull, although having a low preservation potential provide an intriguing insight into fluvial sedimentary processes within pressurised fracture networks. Englacial sedimentation is thought to be enhanced by highly supercooled meltwater, allowing sediment accretion to vertical ice walls (Roberts et al., 2001, 2002). Sediment emplaced in photographs (a), (b) and (d) would have been at least 50 m below the surface of Skeiðarárjökull in November 1996. (a) Hydrofractures commonly bifurcate as they propagate upwards forming a complex network of branches. In this case meltwater has deposited progressively finer sediment within a series of branch fractures. Ice axe is 70 cm in length. (b) Sedimentation also occurs within englacial voids dissected by hydrofractures. The presence of coarse-grained sediment also indicates that hydrofracture networks had to be sufficiently dilated to allow their transit through the glacier (Roberts et al., 2001). (c) Typical upward-fanning or 'mushroom' structures are seen within shallower ice near the Súla vents on the western margin of Skeiðarársandur. These beds are accreted by hydraulically supercooled and sediment charged meltwater. (d) A medium-sized fracture is packed with frozen fluvial sediment displaying a variety of sedimentary structures including: cross-stratification, planar and wavy bedding. Sedimentary structures indicate that accretion was initiated along the flanks of the fracture and that there were several phases of sedimentation.

Observations of high-magnitude, sediment-charged supraglacial meltwater discharges during the November 1996 Skeiðarárhlaup illustrated the potential for meltwater to transport sediment to high elevations within glaciers (Roberts et al., 2000a, b, 2001; Roberts 2002). Although previously hypothesized for normal glacier hydrological conditions (Kirkbride and Spedding, 1996) there had been a scarcity of observations of englacial sediment entrainment processes. After the November 1996 jökulhlaup, large sediment-stained patches could be seen over large parts of the surface of Skeiðarárjökull, down-glacier of major supraglacial outburst locations (Russell and Knudsen, 1999a) (Figs. 1 & 2). As well as supraglacial deposition, large volumes of sediment were deposited within both pre-existing and jökulhlaup-generated fractures (Roberts et al., 2000a, 2001, 2002; Waller et al., 2001). Englacial deposition consisted predominantly of fluvially-sorted and -bedded sand and gravel, with occasional structureless units deposited within vertical, dyke-like structures (Roberts et al., 2001; Waller et al. 2001) (Fig. 4). Primary sedimentary structures commonly included planar bedding, ripple-drift cross-lamination, cross-bedding and clast imbrication. Sedimentary architecture was dominated by the three dimensional geometry of the fracture/conduit system, which was often highly complex (Roberts et al., 2001; Roberts 2002) (Fig. 4). Sedimentary macroforms included large mushroom-shaped sedimentary structures broadly analogous to sand volcanoes (Roberts et al., 2001). Roberts et al. (2001) suggested that englacially-deposited mushroom-shaped structures were the product of deposition around a vertical jet of water entering an englacial cavity. Unlike true sand volcanoes, that are associated with the escape of fluidized material, englacial deposition took place both on the stoss and lee-sides of a radially expanding bedform (Roberts et al., 2001). Stoss-side depositional angles commonly increase from moderate (~45°) to vertical and over-vertical planes within a single depositional unit. Such angles of repose are completely inconsistent with the escape of fluidized sediment from a standard sand volcano. Roberts et al. (2001, 2002) and Roberts (2002) attributed high angled stoss-side bedding to a process of rapid freeze-on of englacial sediment load to the conduit margins. The rapid freeze-on of meltwater to conduit margins occurred via the process of glaciohydraulic supercooling (Lawson et al., 1998; Evenson et al., 1999; Roberts et al., 2001, 2002a). The role of high magnitude jökulhlaups to freeze large volumes of sediment englacially has major implications for palaeo-glacier sediment flux and consequently the terrestrial and marine sedimentary record (Roberts et al., 2001, 2002; Roberts, 2002).

(b) Eskers

Although esker ridges have many different possible origins, the most common is by fluvial deposition where sedimentation occurs within pre-existing sub or englacial conduits (Banerjee and McDonald, 1975) and where the physics of sub-

and englacial water movement explains their spatial occurrence (Shreve, 1985). Supraglacial ice-walled or subaerial channels have also been hypothesized from the Quaternary sedimentary record (Warren and Ashley, 1994). High energy flow conditions generated within confined ice-walled channels result in successions dominated by high energy lithofacies. Skeiðarárjökull provides the only examples of eskers known to be deposited during jökulhlaups. Englacial eskers were emplaced at several locations within Skeiðarárjökull by November 1996 jökulhlaup flows (Russell et al., 2000). Eskers display ascending and descending englacial trajectories towards the glacier margin and are clearly associated with proglacial jökulhlaup deposits. The location of esker termini match, exactly those of conduits observed on the waning flow stage.

It is clear that recent Icelandic jökulhlaups have been responsible for the formation of both sub and englacial eskers extending commonly for km in a down flow direction.

(4) Ice block release

Fay (2002a) identified 5 main release mechanisms for ice blocks: (i) large-scale tunnel collapse, (ii) ice margin flotation or 'hydraulic jacking' where the pressure of basal flood water lifted sections of the ice margin causing ice blocks to break off, (iii) excavation of supraglacial fracture outlets associated with hydraulic jacking (Roberts et al., 2000a, b); (iv) undercutting of the margin by flood water causing ice cliff collapse; and (v) from 'dead' ice in the proglacial zone. The location and degree of ice fracturing is therefore an important control on the size of ice blocks and amount of ice transported in a jökulhlaup (Fay, 2002a). Surprisingly large volumes of ice were removed from ice-cored moraines and ice covered outwash sediment during the November 1996 jökulhlaup (Russell & Knudsen, 1999a; Russell et al., 1999; Knudsen et al., 2001). November 1996 jökulhlaup flows undercut buried glacier ice over a distance of several kilometres within the Gígjukvísl channel. The presence of large masses of 'dead' glacier ice, seemingly detached from the active glacier margin, has several implications for jökulhlaup impact. Undercutting of older ice-cored topography allows large blocks to be entrained and transported to relatively distal locations. Jökulhlaups with relatively sedate rising flow stages are associated with less glacier hydrofracturing and consequently the release of lower ice block volumes. Entrainment of dead-ice blocks during jökulhlaups displaying a gradual rising stage may significantly increase proglacial ice block impact. There will be more dead-ice entrainment to jökulhlaups flowing through proglacial trenches which have developed during periods of glacier retreat.

(5) Proglacial jökulhlaup impacts

(a) Role of within jökulhlaup changes in flood routing

On Skeiðarársandur, the morphology of ice-contact November 1996 jökulhlaup outwash fans is highly varied, depending upon jökulhlaup outlet morphology and pre-jökulhlaup proglacial topography (Russell & Knudsen, 2002a). Rising stage-dominated fan morphology is controlled by the presence of topographically-controlled backwater lakes. Flat-topped, steep-sided fans bear similarities to jökulhlaup deltas graded to temporarily-raised lake levels (Russell & Marren, 1999). Ice blocks completely buried by rising stage flow result in the post-jökulhlaup formation of circular kettle-holes. Some of the largest ice blocks are only partially buried and give rise to kettle-holes surrounded by an obstacle scour mark or ‘kettle-scours’ (Fay, 2001, 2002a). Rising stage deposits contained both single upward coarsening successions as well as successions consisting of stacked upward-coarsening and normally-graded units. The Gígjukvísl rising stage fan was well preserved due to efflux from the supraglacial ice-walled channel, which also maintained backwater conditions through the jökulhlaup waning stage.

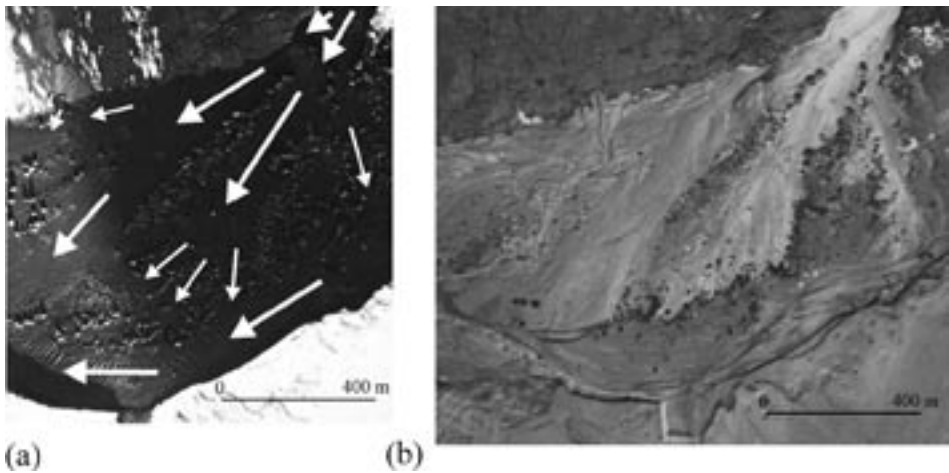


Fig. 5. Comparison of aerial photographs of the falling stage fan taken (a) during and (b) after the November 1996 jökulhlaup. (a) shows waning stage flows exiting the main ice-walled channel (top right). White arrows represent flood flow directions. Flows expand from 150–1500 m in width over a downstream distance of less than 2 km. Note large sets of standing waves and the major flow separation and wake effects around stranded ice blocks. Flows are channelled between major shoals of large grounded ice blocks. (b) 1997 post-jökulhlaup morphology of waning stage shows the development of kettle-holes and the relatively uniform fan surface texture. The light grey tone of the fan surface represents a well-armoured surface composed of sediment of gravel to boulder size. Darker-toned areas represent surface sediments of sand size. Waning stage gravel sheets characterised by lobate fronts can be seen fringing these more sheltered areas.

At the Gígjukvísl, waning-stage flows were routed through a single conduit and high sediment efflux and aggradation rates were maintained late into the waning stage (Fig. 5). Absence of backwater conditions during the jökulhlaup waning-stage resulted in the creation of outwash fans built up by the aggradation of individual sheet-like layers (Russell & Knudsen, 1999a; 2002). Where a fan is subject to high sediment fluxes on the rising and waning-stage, aggradation can continue until the very end of the jökulhlaup, thus allowing surface coarsening and shallow channelisation to occur. The waning-stage Gígjukvísl fan had a uniform surface gradient and graded directly into the main jökulhlaup channel parallel to the glacier margin (Fig. 5). Fan morphology was dominated by two major channels between large shoals of deeply embedded ice blocks (Fig. 5). Waning-stage erosion of sediment within the upstream supraglacial ice-walled canyon was accompanied by aggradation of the outwash fan surface. As such, the overall geometry of this fan was well preserved (Fig. 5). Later waning stage fan reworking was limited to aerial scouring and winnowing of sediment rather than major, localised fan incision. Lack of major incision of the waning stage fan is due to high sediment fluxes being maintained through the waning flow stage due to upstream erosion within the ice-walled canyon (Russell & Knudsen, 1999b; Fay, 2001, 2002a). Winnowing and sediment starvation result in progressive bed coarsening from polymodal matrix-supported gravel to clast-rich armour (Fig. 6). Multiple stage outwash fans at the Western Gígja, Sælhúsakvísl and Skeiðará are all characterised by rising stage aggradation and major waning stage incision, creating a distinctive heavily-dissected fan morphology (Fig. 6). Migration of the main Gígjukvísl outlet during the 1996 jökulhlaup allowed spatial segregation of rising- and waning-stage flow. Although backwater conditions and sediment flux strongly influence ice-contact jökulhlaup deposit morphology, these factors are controlled by flow stage.

The morphological and sedimentological record of a single jökulhlaup from a large glacier is highly varied due to the presence of numerous outlets of varying size active during discrete periods of the jökulhlaup. The main morphological and sedimentological characteristics of ice-contact jökulhlaup fans associated with different flow stages are illustrated by the schematic diagrams in Figure 6. Conduits occupied by flows on both rising and falling flow stages are characterised by initial rising stage fan deposition, followed by falling stage dissection and exhumation of ice blocks and rip-up clasts (Fig. 6). Backwater-controlled and non-backwater controlled outlets subject to prolonged falling stage flows will be heavily dissected as sediment fluxes decline. Such erosion removes the finest grain sizes but leaves large rip-up clasts, boulders and ice blocks.

(b) Role of glacier fluctuations on jökulhlaup impact

Fluctuations of glacier margins exert a direct control on the nature of proglacial aggradation or incision (Maizels, 1979; Marren, 2002a,b), thus the sequencing

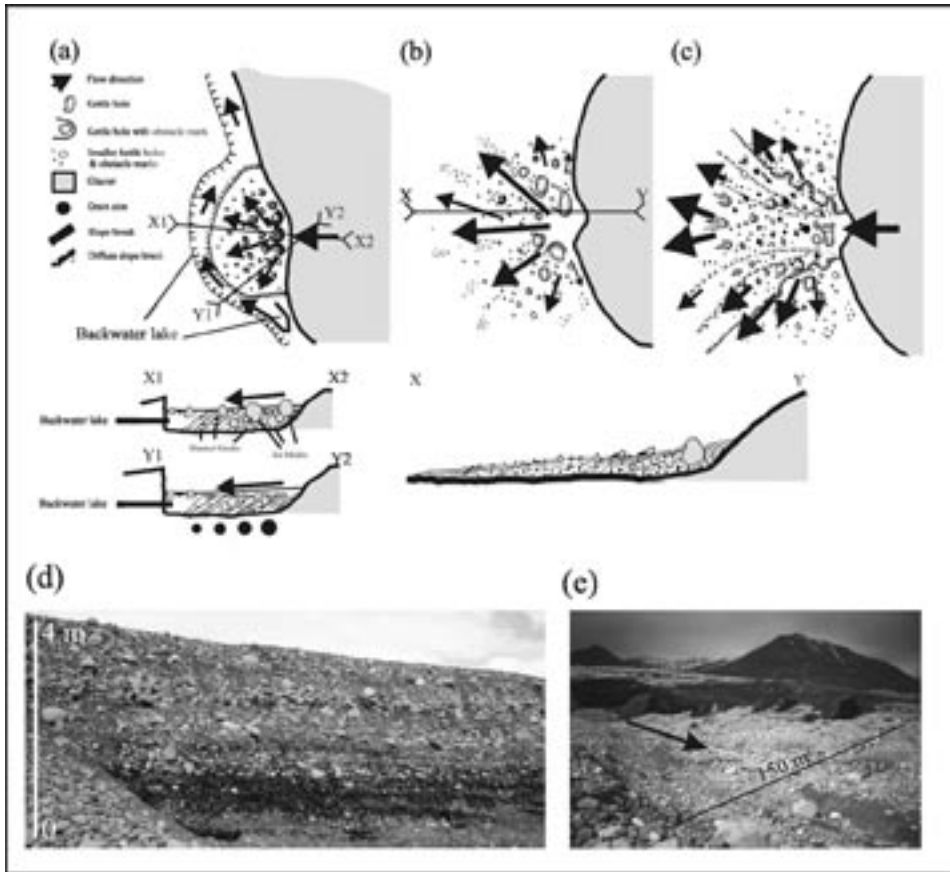


Fig. 6. Schematic diagrams presented by Russell & Knudsen (2002a) illustrating some of the main morphological and sedimentological characteristics of ice-contact jökulhlaup fans associated with different flow stages. (a) Rising stage deposition into a topographically-controlled backwater lake. Rapid rises in local base level combined with rapid reductions in stream power allow the progradation of radial delta-like deposits. (b) Absence of backwater conditions during the jökulhlaup rising stage results in the creation of an outwash fan built up by the aggradation of individual sheet-like layers. Fans such as that in front of Gígjukvísl ice-walled canyon are subject to high sediment flux on both rising and falling flow stage can aggrade until the very end of the jökulhlaup when surface armouring and shallow channelisation occur. (c) Heavily dissected non-backwater controlled outwash due to declining sediment flux on the prolonged falling flow stage. (d) Ice-contact fan at the Western Skeiðará was deposited and heavily dissected during the November 1996 jökulhlaup. (e) Prolonged waning stage flow on the Gígjukvísl fan resulted in a transition from polymodal matrix-rich units to clast-supported units brought about by the increasing dominant ce of bedload transport prior to deposition (Russell & Knudsen, 2002).

of jökulhlaups with glacier fluctuations and will directly affect their morphological and sedimentological impacts. During jökulhlaups, the relative position of a glacier margin and its moraines determines whether ice-proximal backwater condi-

tions may occur. Retreat of a glacier from a prominent moraine system often produces a ‘trench’ or topographic low between the glacier and the moraine system. This topographic low is often occupied by proglacial lakes or minor fluvial systems that flow parallel to the glacier margin before breaking through the surrounding moraines (Klimek, 1972, 1973; Bogacki, 1973; Galon, 1973a, b). Older sandur surfaces represent abandoned, unconfined jökulhlaup fans and ice-marginal river courses, which develop during periods of glacier retreat and proglacial trench development (Maizels, 1991; Gomez et al., 2000). The November 1996 jökulhlaup in-filled an ice-marginal lake occupying the proglacial trench within minutes (Russell & Knudsen, 2002a; Knudsen et al., 2001; Cassidy et al., 2003).

Skeiðarásandur during the 20th Century provides an example of the differences in sedimentation patterns during sandur aggradation and incision phases. In descriptions of the 1934 and 1938 jökulhlaups, water is known to have drained

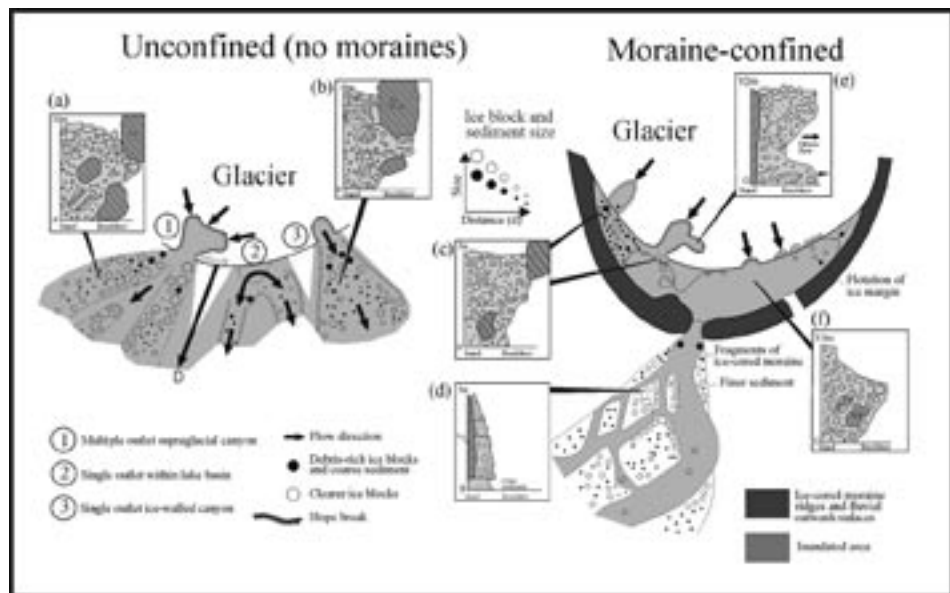


Fig. 7. Schematic diagram presented by Russell & Knudsen (1999a) showing how vertical sedimentary characteristics might vary depending on whether jökulhlaup waters were confined by moraine ridges (a) and (b) or were free to spread out from the ice-margin (c–f). Note increased spatial variability of sedimentary successions associated with the moraine-confined conditions where backwater conditions act as a major control on sedimentation at different times during the flood. Unconfined jökulhlaup successions are divided into locations where waning-stage sediment flux decreases (a) and where sediment flux remains high even on the waning flow stage (b). In the moraine-confined scenario, backwater conditions result in much finer grained deposits downstream of the backwater zone (d). Sedimentary successions associated with ice-contact proglacial fans may also vary depending upon degree of backwater ponding or whether deposition is into shallow fast flows (c) or into sluggish deep flows (f). Successions with supraglacial ice-walled channels may show considerable sedimentary variability.

directly from the glacier onto the sandur, and across most of the proglacial area of Skeiðarársandur. The withdrawal of the ice margin from the Little Ice Age moraines at Skeiðarársandur caused drastic changes in the routing and dynamics of jökulhlaups. The 1954 jökulhlaup flowed mainly parallel to the glacier, whilst the 1996 jökulhlaup was confined to the three main river systems, and only coalesced to occupy the entire width of the sandur in the most distal portion (Russell and Knudsen, 2002b). Boothroyd and Nummedal (1978) presented a model, based partly on Skeiðarársandur, which highlighted proximal–distal lithofacies variations on a sandur displaying a fan–like geometry. In the wake of the November 1996 jökulhlaup, Russell & Knudsen (1999a) identified the presence or absence of a proglacial trench as a major control on sandur sedimentology (Fig. 7). Russell and Knudsen (2002b) documented the response of the various channels across Skeiðarársandur to the 1996 jökulhlaup pointing to the fact that the greatest geomorphic impacts were associated with relatively new channels cutting through the moraine belt, such as the Gígjukvísl channel (Russell et al., 1999). Based on the preservation of jökulhlaup sediments at depth, Marren et al. (2002) suggested that the Skeiðará river has been ‘hardened’ to the relatively frequent high magnitude jökulhlaups.

(c) Role of backwater conditions during jökulhlaups

Little attention has focussed on the interaction between the proglacial topography and jökulhlaup flow dynamics. Russell and Knudsen (1999a) highlighted the role of proglacial topography in generating within–jökulhlaup backwater effects with implications for downstream sediment and ice block concentrations. At the height of the November 1996 jökulhlaup, $60\text{--}100 \times 10^6 \text{m}^3$ of water was temporarily stored in a backwater (slackwater) lake upstream of the Gígjukvísl moraine constriction (Russell and Knudsen 1999a). Channel constrictions on the rising stage allowed backwater conditions to prevail throughout much of the proglacial trench. Observed erosion of channel constrictions resulted in progressive lowering of backwater levels during the jökulhlaup. Backwater effects acted as a major control on jökulhlaup sedimentation where the active glacier margin was flanked by older high elevation ice–contact deposits (Russell and Knudsen, 1999a). However, the potential of backwater controls to dominate processes and patterns of sedimentation was greatly reduced as the flood progressed. Reduction in local base levels and increases in flow energy associated with the removal of backwater effects are expected to result in fan reworking and incision.

(d) Role of ice blocks

Ice blocks are grounded in locations where flow deceleration and expansion occur in association with areas of relatively high elevation (Russell, 1993; Maizels, 1997; Fay, 2001). Such areas include: (1) pre–flood topographic high points; and (2) backwater locations where depositional surfaces are graded to lake levels and

associated with relatively low flow depths and velocities. During a jökulhlaup, the largest ice blocks will be transported in routeways characterised by high discharge, velocity, depth and stream power (Russell, 1993; Fay, 2001). High rates of jökulhlaup sediment deposition may partially or totally bury blocks further preventing their re-entrainment. In general, ice-block size decreases down-sandur reflecting the progressive inability of the flow to move the larger ice blocks as slope gradient and stream power decrease (Russell, 1993; Maizels 1995; Fay, 2001). Within confined channels, ice-blocks decrease in size in a down flow direction (Russell and Knudsen, 1999a; Fay, 2001). On a more local scale, however, decrease in ice-block size is non-uniform. Non-uniform decrease in down-fan ice-block size occurs because: (1) smaller ice blocks are arrested in the lower velocity wake of larger grounded ice blocks while large ice blocks bypass these zones to ground further downstream; and (2) small ice blocks released on the waning limb of a flood ground in areas occupied by larger blocks grounded earlier in the flood. Ice-blocks form clusters when a single, dominant grounded ice-block obstacle clast arrests allowing floating ice blocks of a smaller or similar size to ground in the stoss or lee of the obstacle.

Fay (2001, 2002b) observed that during the 1996 jökulhlaup a hummocky morphology formed where waning stage deposition occurred in areas of high stranded ice block densities and little waning stage erosion. On unconfined outwash fans, hummocky topography forms on the distal lower portions of the fans subject to lower velocity, (Fay, 2002b). Scour around ice-block clusters captures erosive waning stage flows creating chute channels. Scour around ice-block clusters not only leads to the formation of chute channels but consequently controls within-channel routing of waning stage flow (Russell, 1993; Fay, 2001, 2000a).

In locations subject to high jökulhlaup discharge and high sediment flux, where little reworking occurs, rapid sediment deposition occurs in the lee of grounded ice blocks to form aggradational ice-block obstacle shadows (Fay, 2002a). These shadows exhibit an anticlinal-shaped structure, deposited by lee-side eddies. Upstream-dipping antidune stoss-side strata are deposited around ice blocks during jökulhlaups in locations characterised by high discharge and high sediment flux and very little waning stage erosion (Fay, 2002a) (Fig. 8). Steep downstream-dipping beds and low-angle upstream-dipping beds are associated with antidune-washout and antidune trough fill (Fig. 8).

Kettle holes have been reported from many jökulhlaup channels (Jewtucho-wicz, 1971,1973; Churski, 1973; Galon, 1973 a, b; Klimek, 1973; Nummedal et al., 1987; Maizels, 1992, 1995, 1997; Molewski, 1996; Russell & Knudsen, 1999a, 2002b; Olszewski & Weckwerth, 1999; Russell et al., 2001b; Fay, 2002b). Kettled or pitted sandur is proglacial outwash in which numerous kettle holes have formed from the melt out of partially or completely buried ice blocks leaving hollows when the ice melts (Clarke, 1969; Maizels, 1977). During jökulhlaups, large ice

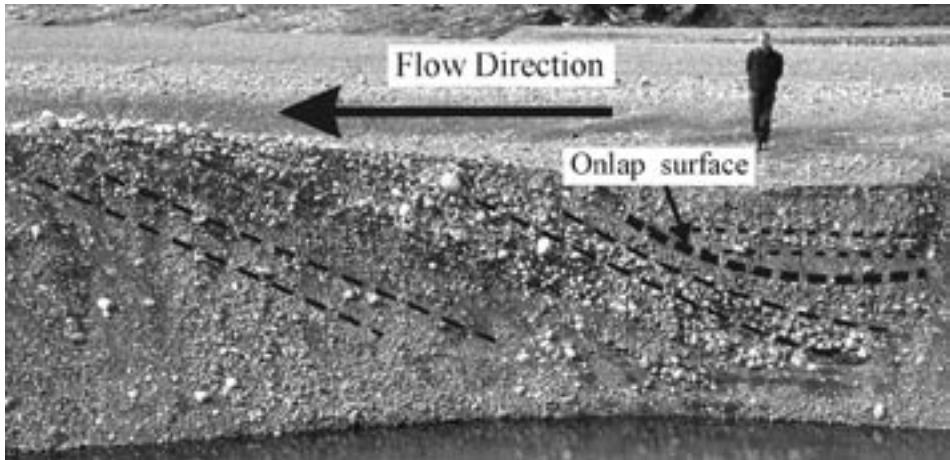


Fig. 8. Upstream-dipping gravel beds deposited on the side of a large deeply embedded ice block. View is from the location of the ice block outwards into the flow. Lower angled upstream dipping beds on-lap the higher-angled strata indicating lower stage deposition. Upstream dipping beds represent antidune stoss-side sedimentation within a localised zone of supercritical flow around the ice block.

blocks are often progressively buried by aggrading sediments, smaller ice blocks, however, can be incorporated within a sediment rich flow allowing deposition simultaneously with flood sediments (Klimek, 1972; Russell & Knudsen, 1999a; Fay, 2002b).

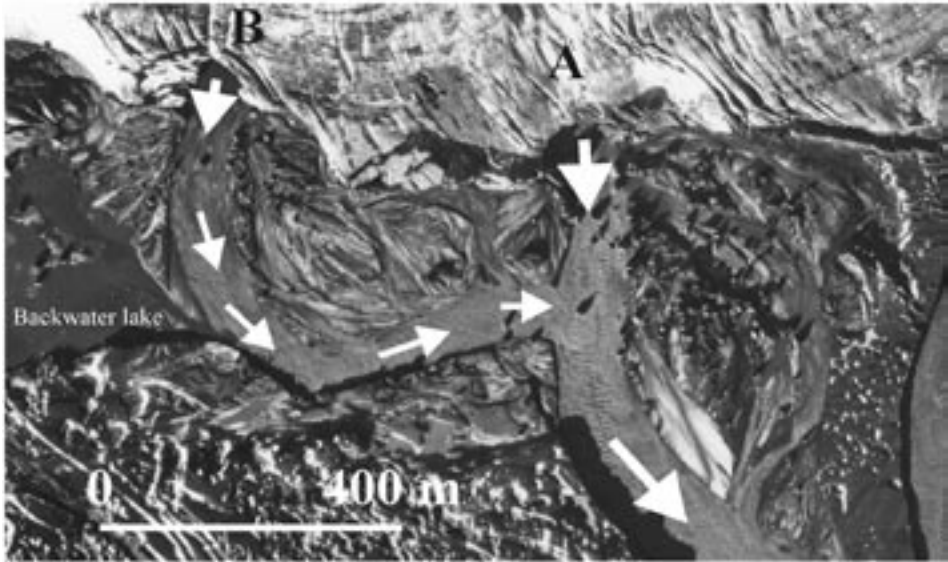
Western Skeiðará

(1) November 1996 jökulhlaup impacts

The western Skeiðará was fed by two main outlets during the November 1996 jökulhlaup (Fig. 9) (Russell & Knudsen, 1999a, 2002a). Conduit outlet A drained directly into the large pre-existing western Skeiðará proglacial channel. Flows from this location were therefore relatively unimpeded by topography. By contrast, flows exited conduit outlet B into a lake basin constrained by high-elevation former outwash surfaces. Flows from conduit B initially radiated from the conduit mouth but gradually swung round to the east to become confluent with flows exiting conduit A (Fig. 9). Confluence geometry is at right angles, with flows from conduit B entering the junction at higher level forming a bar front truncated by waning stage flows from conduit A (Fig. 9).

Jökulhlaup fan A consists of two main components; firstly a high level outer surface containing numerous deeply embedded large ice blocks (Fig. 9). Ice blocks

(a)



(b)

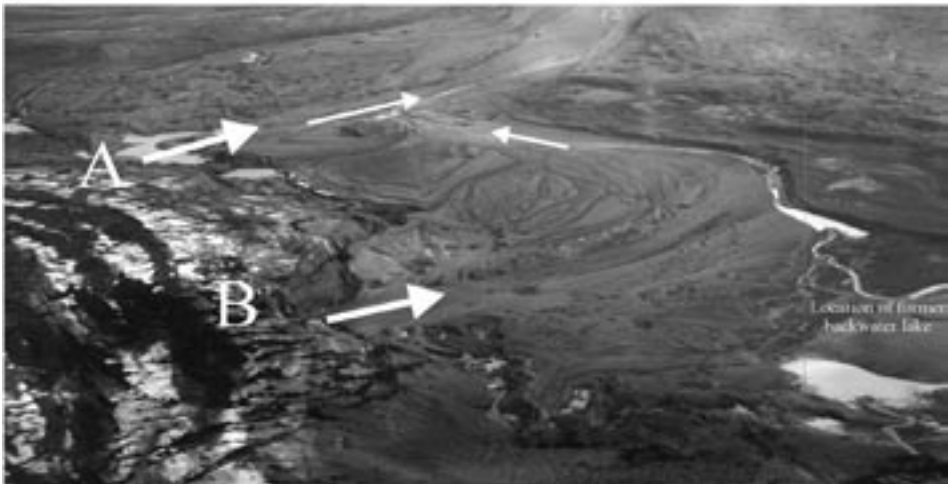


Fig. 9. (a) Aerial photograph taken at 1200 h on November 6 1996 shows waning stage flows exiting the western Skeiðará A & B outlets. Black arrows indicate flood flow directions. Note the presence of a backwater lake on the immediate left of the photograph. Standing waves can be seen within the main channels where flows have become confined. (b) Oblique aerial photograph of the western Skeiðará outlets taken in July 1998. White arrows represent main flood flow directions. Note how the fan in front of outlet B has a radial morphology and terminates in a series of delta lobes on its western margin where deposition was into a backwater lake. Flows exiting outlet B joined those from the larger outlet A at right angles creating a distinctive confluence scour channel.

on the central and eastern portions of fan A are thought to have grounded on areas of older high-level outwash with subsequent deposition around the blocks covering the older sediment (Fig. 9). The western flank of fan A coincides with the confluence zone with flows from conduit B and consists of a low elevation channel (Fig. 9). This channel has relatively gentle slopes composed of localised terraces preserved in the lee of large numbers of large ice blocks (Fig. 9). In May 1997 ice blocks were found resting on the floor of the channel and are not embedded to any degree into the channel bed (Russell & Knudsen, 2002a). Channel bed sediments consist of a lag of poorly sorted deposits up to boulder in size. The largest clasts of up to 5 m in diameter however consisted of rip-ups composed of stratified fluvial sediment and glacial diamicton. The upper, well-developed fan surfaces are interpreted as well-preserved rising and high stage deposits. Upper fan sediment at western Skeiðará A contain large numbers of deeply-embedded ice blocks surrounded by well sorted coarse gravel and cobble-sized sediment, again supporting rising and high stage sedimentation (Russell & Knudsen, 2002a).

Jökulhlaup efflux from conduit B resulted in the partial infill of a pre-jökulhlaup lake basin (Fig. 9) (Russell & Knudsen, 2002a). Fan B radiates from either side of conduit B, although fan deposits on the eastern flank are much more extensive (Fig. 9). Fan deposits on the western flank of the outlet terminate in a 4–5 m high delta front beyond which a 1–2 m thickness of planar and ripple drift cross-laminated silts and sands are found blanketing the floor of a small lake basin. Flows into this lake persisted well into the waning flow stage as seen from aerial photographs taken at noon on November 6, 1996 (Fig. 9). The main flood channel exiting conduit B is considerably lower than adjacent fan flanks. Several well-developed ice block obstacle marks are found along the margins of this channel. There are also fewer kettle-holes on fan B. Ice blocks on western Skeiðará fan B were grounded by 1600h on November 5, indicating relatively little waning stage incision. Waning stage incision was inhibited by the persistence of high backwater-controlled local water levels (Russell & Knudsen, 2002a).

(2) October 2004 jökulhlaup impacts

The most recent jökulhlaup on Skeiðarársandur occurred as recently as October–December 2004 and had a peak discharge of $\sim 3000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Roberts et al., 2005). The jökulhlaup was sourced from Grímsvötn subglacial caldera following a period of enhanced geothermal activity. The initial drainage of Grímsvötn triggered a volcanic eruption which sustained jökulhlaup discharge to the eastern and western Skeiðará outlets over several weeks. Roberts et al. (2005) reported that high basal water pressures during the jökulhlaup induced a series of mini-surge events, resulting in a small-scale push ridge within the immediate proglacial area.

The 2004 jökulhlaup drained the eastern margin of Skeiðarárjökull via a number of discrete outlets which discharged into the eastern and western Skeiðará proglacial channels. Observations of the eastern Skeiðará outlet area in March 2005 revealed a number of large fountain-like vents. Two large outlets at the western Skeiðará are located in similar locations to the larger 1996 jökulhlaup outlets. The 2004 jökulhlaup channels are eroded into 1996 jökulhlaup deposits and have a well-defined channelised routeway. Ice block release from outlet vent margins was modest relative to the November 1996 jökulhlaup. The few ice blocks present within the immediate proglacial area were of modest size ($\sim < 5$ m diameter) with most being deeply embedded within jökulhlaup deposits. The 2004 jökulhlaup had a predominantly erosional impact within the ice-proximal part of Skeiðarársandur. Significant ice-surface lowering since 1996 has lowered the elevation of meltwater outlets instigating readjustment of stream long profile during the 2004 jökulhlaup.

Acknowledgements

I acknowledge fieldwork grants from: The Earthwatch Institute, The UK Natural Environment Research Council (GR3/10960, GR3/12969). I thank Ragnar Frank Kristjánsson for valuable support for jökulhlaup-related research within Skaftafell National Park. I thank Helen Fay, Phil. Marren & Matt. Roberts for input to the themes presented above.

References

- Banerjee, I., McDonald, B.C., 1975: Nature of esker sedimentation. In: A.V Jopling, B.C. McDonald (Eds.) *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Soc. Econ. Palaeon. Min. Spec. Pub. 23: 304–320.
- Björnsson, H., 1992: Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Ann. Glaciol.* 16: 95–106.
- Björnsson, H., 1997: Grímsvatnahlaup Fyrr og Nú. In: H. Haraldsson (Ed.) *Vatnajökull: Gos og hlaup, Vegagerðin*: 61–77.
- Björnsson, H., 2002: Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global Planet. Change* 35: 255–271.
- Bogacki, M., 1973: Geomorphological and geological analysis of the proglacial of Skeiðarárjökull, Central western and eastern sections. *Geographia Polonica* 26: 57–88.
- Boothroyd, J.C., Nummedal, D., 1978: Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial fan deposits. In: A.D. Miall (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5: 641–668.

- Cassidy, N.J., Russell, A.J., Marren, P.M., Fay, H., Rushmer, E.L., Van Dijk, T.A.G.P., Knudsen, Ó., 2003: GPR-derived architecture of November 1996 jökulhlaup deposits, Skeiðarársandur, Iceland. In: C.S. Bristow, H.M. Jol (Eds.) *Ground Penetrating Radar in Sedimentation*, Spec. Publ. Geol. Soc. 211: 153–166.
- Churski, Z., 1973: Hydrographic features of the proglacial area of Skeiðarárjökull. *Geographica Polonica* 26: 209–254.
- Clarke, R.P.K., 1969: Kettle holes. *J. Glaciol.* 8: 485–486.
- Einarsson, P., Brandsdóttir, B., Guðmundsson, M.T., Björnsson, H., Grönvold, K., 1997: Center of the Iceland hotspot experiences volcanic unrest. *EOS Trans. Am. Geo. Union* 78: 368–375.
- Ensminger, S.L., Evenson, E.B., Larson, G.J., Lawson, D.E., Alley, R.B., Strasser, J.C., 1999: Preliminary study of laminated silt-rich debris bands: Matanuska Glacier, Alaska, U.S.A. *Annal. Glaciol.* 28: 261–266.
- Evenson, E.B., Lawson, D.E., Strasser, J.C., Larson, G.J., Alley, R.B., Ensminger, S.L., Stevenson, W.E., 1999: Field evidence for the recognition of glaciohydraulic supercooling, In: D.M. Mickelson, J.W. Attig (Eds.) *Glacial processes past and present: Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 337: 23–35.
- Fay, H., 2001: The role of ice blocks in the creation of distinctive proglacial landscapes during and following glacier outburst floods (jökulhlaups). PhD thesis, Keele University.
- Fay, H., 2002a: The formation of ice-block obstacle marks during the November 1996 glacier outburst flood (jökulhlaup), Skeiðarársandur, southern Iceland. In: I.P. Martini, V.R. Baker, G. Garzon (Eds.) *Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient. Spec. Pub. Int. Assoc. of Sedimentol.* 32: 85–97.
- Fay, H., 2002b: Formation of kettle holes following a glacial outburst flood (jökulhlaup), Skeiðarársandur, southern Iceland. In: A. Snorasson, H.P. Finnsdóttir, M. Moss (Eds.) *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods. Proceedings of a symposium held at Reykjavik, Iceland, July 2000. IAHS Publication Number 271: 205–210.*
- Flowers, G.E., Björnsson, H., Pálsson, F., Clarke, G.K.C., 2004: A coupled sheet-conduit mechanism for jökulhlaup propagation. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05401, doi:10.1029/2003GL019088.
- Galon, R., 1973a: A synthetic description of deposits and landforms observed on the proglacial area of Skeiðarárjökull. Conclusions with regard to the age of the deposits and the way in which deglaciation is proceeding. *Geographica Polonica* 26: 141–150.
- Galon, R., 1973b: Geomorphological and geological analysis of the proglacial area of Skeiðarárjökull. *Geographica Polonica* 26: 15–56.
- Gomez, B., Smith, L.C., Magilligan, F.J., Mertes, F.A.K., Smith, N.D., 2000: Glacier outburst floods and outwash plain development: Skeiðarársandur, Iceland. *Terra Nova* 12: 126–131.

- Gomez, B., Russell, A. J., Smith, L. C., Knudsen, Ó., 2002: Erosion and deposition in the proglacial zone: the 1996 jökulhlaup on Skeiðarársandur, southeast Iceland. In: Á. Snorasson, H.P. Finnsdóttir, M. Moss (Eds.) *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. IAHS Spec. Publ. 271: 217–221.
- Guðmundsson, M.T., Sigmundsson, F., Björnsson, H., 1997: Ice–volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland. *Nature* 389: 954–957.
- Hjulström, F., 1954: The geomorphology of the alluvial outwash plains (sandur) of Iceland and the mechanics of braided rivers. *Proceedings 25th Congress, IGU Washington*: 337–342.
- Jewtuchowicz, S., 1971: The present–day marginal zone of Skeiðarárjökull. *Acta Geographica Lodziensia* 27: 43–52.
- Jewtuchowicz, S., 1973: The present–day marginal zone of Skeiðarárjökull. *Geographica Polonica* 26: 115–137.
- Kirkbride, M., Spedding, N., 1996: The influence of englacial drainage on sediment–transport pathways and till texture of temperate valley glaciers. *Proceedings of the International Symposium on Glacial Erosion and Sedimentation held at Reykjavík, Iceland, 20–25 August 1995*. *Ann. Glaciol.* 22: 160–166.
- Klimek, K., 1972: Present day fluvial processes and relief of the Skeiðarársandur plain (Iceland). *Inst. Geograf. PAN* 94: 129–139.
- Klimek, K., 1973: Geomorphological and geological analysis of the proglacial area of the Skeiðarárjökull: extreme eastern and western sections. *Geographica Polonica* 26: 89–113.
- Knudsen, Ó., Jóhannesson, H., Russell, A.J., Haraldsson, H., 2001: Changes in the Gígjukvísl river channel during the November 1996 jökulhlaup, Skeiðarársandur, Iceland. *Jökull* 50: 19–32.
- Krigström, A., 1962: Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geografiska Annaler* 44: 328–346.
- Lawson, D.E., Strasser, J.C., Evenson, E.B., Alley, R.B., Larson, G.J., Arcone, S.A., 1998: Glaciohydraulic supercooling: a freeze–on mechanism to create stratified, debris–rich basal ice: I Field evidence. *J. Glaciol.* 44: 547–562.
- Maizels, J.K., 1977: Experiments on the origin of kettle–holes. *J. Glaciol.* 18: 291–303.
- Maizels, J.K., 1979: Proglacial aggradation and changes in braided channel patterns during a period of glacier advance: an Alpine example. *Geogr. Ann.* A 61: 87–101.
- Maizels J.K., 1991: Origin and evolution of Holocene sandurs in areas of jökulhlaup drainage, south Iceland. In: J.K. Maizels, C. Caseldine (Eds.) *Environmental change in Iceland: past and present*. Kluwer: 267–300.
- Maizels, J.K., 1992: Boulder ring structures produced during jökulhlaup flows–origin and hydraulic significance. *Geogr. Ann.* 74A: 21–33.

- Maizels, J.K., 1995: Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments. In: J. Menzies (Ed.) *Modern glacial environments: processes, dynamics and sediments*. Butterworth–Heinemann, Oxford: 365–416.
- Maizels, J.K., 1997: Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Sci. Rev.* 16: 793–819.
- Maizels, J.K., Russell, A.J., 1992: Quaternary perspectives on jökulhlaup prediction. In: J.M. Gray (Ed.) *Applications of Quaternary Research*. *Quat. Proc.* 2: 133–153.
- Mandl, G., Harkness, R.M., 1987: Hydrocarbon migration by hydraulic fracturing. In: M.E. Jones, R.M. Preston (Eds.) *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 29: 39–53.
- Marren, P.M., 2002a: Glacier margin fluctuations, Skaftafellsjökull, Iceland: implications for sandur evolution. *Boreas* 31: 75–81.
- Marren, P.M., 2002b: Fluvial–lacustrine interaction on Skeiðarársandur, Iceland: Implications for sandur evolution. *Sediment. Geol.* 149: 43–58.
- Marren, P.M., 2004: Present–day sandurs are not representative of the geological record. *Sedimentary Geology* 152, 1–5 (2002). *Sediment. Geol.* 164: 335–340.
- Marren, P.M., 2005: Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth Science Reviews* 70: 203–251.
- Marren, P.M., Russell, A.J., Knudsen, Ó., 2002: Discharge magnitude and frequency as a control on proglacial fluvial sedimentary systems. In: F. Dyer, M.C. Thoms, J.M. Olley (Eds.) *The Structure, Function and Management Implications of Fluvial Sedimentary Systems*. IAHS Publication no. 276: 297–303.
- Molewski, P., 1996: Nowe fakty dotyczące genezy zagłębień wytopiskowych na sandrach przedpola lodowca Skeiðará (Islandia). New facts relating genesis of the kettle holes on the sandurs of the Skeiðará glacier (Iceland) foreland. *Przegląd Geograficzny* 68 (3–4): 405–426.
- Molewski, P., Olszewski, A., 2000. Sedimentology of the deposits and their significance in the Gígjukvísl river gap, marginal zone of the Skeiðarárjökull, Iceland. *Polish Polar Studies, XXVII Polar Symposium*: 235–258.
- Nummedal, D., Hine, A.C., Boothroyd, J.C., 1987: Holocene evolution of the south–central coast of Iceland. In: D.M. Fitzgerald, P.S. Rosen (Eds.) *Glaciated coasts*. Academic Press, London: 115–150.
- Olszewski, A., Weckwerth, P., 1999. The morphogenesis of kettles in the Höfðabrekkajökull forefield, Mýrdalssandur, Iceland. *Jökull* 47: 71–88.
- Rist, M.A., Sammonds, P.R., Oerter, H., Doake, C.S.M., 2002: Fracture of Antarctic shelf ice. *J. Geophys. Res. – Solid Earth* 107 (B1), art. no. 2002.
- Roberts, M.J., 2002: Controls on Supraglacial Outlet Development during Glacial Outburst Floods. Ph.D. Thesis, Staffordshire University, U.K.

- Roberts, M.J., 2005: Jökulhlaups: a reassessment of floodwater flow through glaciers, *Rev. Geophys.*, 43, RG1002, doi:10.1029/2003RG000147.
- Roberts, M.J., Sturkell, E., Geirsson, H., Gudmundsson, M.T., Pálsson, F., Björnsson, H., Guðmundsson, G.B., Elefsen, S.O., Gíslason, S., Sigfússon, B., Jónsson, P. 2005: Large increase in glacier sliding during subglacial flooding. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 09946, 2005 SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-09946 European Geosciences Union.
- Roberts, M.J., Russell, A.J., Tweed, F.S., Knudsen, Ó., 2000a: Rapid sediment entrainment and englacial deposition during jökulhlaups. *J. Glaciol.* 153: 349–351.
- Roberts, M.J., Russell, A.J., Tweed, F.S., Knudsen, Ó., 2000b: Ice fracturing during jökulhlaups: implications for englacial floodwater routing and outlet development. *Earth Surf. Proc. Land.* 25: 1429–1446.
- Roberts, M.J., Russell, A.J., Tweed, F.S., Knudsen, Ó., 2001: Controls on englacial sediment deposition during the November 1996 jökulhlaup, Skeiðarárjökull, Iceland. *Earth Surf. Proc. Land.* 26: 935–952.
- Roberts, M.J., Tweed, F.S., Russell, A.J., Knudsen, Ó., Lawson, D.E., Larson, G.J., Evenson, E.B., Björnsson, H., 2002a: Glaciohydraulic supercooling in Iceland. *Geology* 30: 439–442.
- Russell, A.J., 1993: Obstacle marks produced by flow around stranded ice blocks during a glacier outburst flood (jökulhlaup) in west Greenland. *Sedimentology* 40: 1091–1111.
- Russell, A.J., Marren, P.M., 1999: Proglacial fluvial sedimentary sequences in Greenland and Iceland: a case study from active proglacial environments subject to jökulhlaups. In: A.P. Jones, M.E. Tucker, J.K. Hart (Eds.) *The Description and Analysis of Quaternary Stratigraphic Field Sections*, 171–208, Technical Guide 7 Quaternary Research Association, London.
- Russell, A.J., Knudsen, Ó., 1999a: Controls on the sedimentology of November 1996 jökulhlaup deposits, Skeiðarársandur, Iceland. In: *Fluvial Sedimentology VI* (ed. by N. D. Smith, & J. Rogers), 315–329, I.A.S. Spec., Publ. 28.
- Russell, A.J., Knudsen, Ó., 1999b: An ice–contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jökulhlaup), Skeiðarárjökull, Iceland. *Sediment. Geol.* 127 (1–2): 1–10.
- Russell, A.J., Knudsen, Ó., 2002a: The effects of glacier–outburst flood flow dynamics in ice–contact deposits: November 1996 jökulhlaup, Skeiðarársandur, Iceland, in Martini, I.P., Baker, V.R., and Garzón, G., eds., *Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 32: 67–83.
- Russell, A.J., Knudsen, Ó., 2002b: The influence of channel flood history on the impact of the November 1996 jökulhlaup, Skeiðarárjökull, Iceland. In: Á. Snorrason, H.P. Finnsdóttir, M. Moss (Eds.) *The Extremes of The Extremes: Extraordinary Floods*. IAHS, Publication No. 271: 243–247.

- Russell, A.J., Knudsen, Ó., Maizels, J.K., Marren, P.M., 1999: Channel cross-sectional area changes and peak discharge calculations on the Gígjukvísl during the November 1996 jökulhlaup, Skeiðarársandur, Iceland. *Jökull* 47: 1–14.
- Russell, A. J., Knudsen, Ó., Fay, H., Marren, P. M., Heinz, J., Tronicke, J., 2001: Morphology and sedimentology of a giant supraglacial, ice-walled, jökulhlaup channel, Skeiðarársandur, Iceland. *Global Planet. Change* 28: 203–226.
- Russell, A.J., Fay, H., Marren, P.M., Tweed, F.S., Knudsen Ó., 2005: Icelandic jökulhlaup impacts. C.J. Caseldine, A.J. Russell, Ó. Knudsen, Ó. & Harðardóttir (Eds.) *Iceland: Modern Processes and Past Environments*. Elsevier Book: 153–204.
- Russell, A.J., Roberts, M.J., Fay, H., Marren, P.M., Cassidy, N.J., Tweed, F.S. & Harris, T., in press: Icelandic jökulhlaup impacts: implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology. *Geomorphology*.
- Shreve, R.L., 1985: Esker characteristics in terms of glacier physics. *Katahdin esker system, Maine. Geol. Soc. Am. Bull.* 96: 639–646.
- Snorrason, Á., Jónsson, P., Pálsson, S., Árnason, S., Sigurðsson, O., Víkingsson, S., Sigurðsson, Á. Zóphóníasson, S., 1997. Hlaupið Á Skeiðarársandi Haustið 1996: Útbreiðsla, rennsli og aurburður. In: Haraldsson, H., (Ed.) *Vatnajökull: Gos og hlaup, Vegagerðin*: 79–137.
- Snorrason, Á., Jónsson, P., Pálsson, S., Árnason, S., Víkingsson, S., Kaldal, I., 2002: November 1996 jökulhlaup on Skeiðarársandur outwash plain, Iceland. In: I.P. Martini, V.R. Baker, G. Garzon (Eds.) *Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 32: 55–65
- Stefánsdóttir, M.B., Gíslason, S.R., Arnórsson, S., 1999: Flood from Grímsvötn caldera 1996: composition of suspended matter. In: H. Ármannsson (Ed.) *Geochemistry of the Earth's Surface*, Balkema Publishers: 91–94.
- Thórarinsson, S., 1974: *Vötnin Strið: Saga Skeiðarárhlaupa og Grímsvatnagosa*. Bókaútgáfa Menningarsjods, Reykjavík: 254 p.
- Van der Veen C.J., 1998: Fracture mechanics approach to penetration of bottom crevasses on glaciers. *Cold Reg. Sci. and Technol.* 27 (3): 213–223.
- Waller, R.I, Russell, A.J., van Dijk, T.A.G.P., Knudsen, Ó., 2001: Jökulhlaup related ice fracture and the supraglacial routing of water and sediment, Skeiðarárjökull, Iceland: *Geogr. Ann. A* 83: 29–38.
- Warren, W.P., Ashley, G.M., 1994: Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland. *J. Sed. Res.* 64: 433–449.

Rzeźba strefy marginalnej Skeidararjökull

Relief of marginal zone of Skeidararjökull



Stanowisko/Site 7

Abstract: Research on the morphogenesis of the relief of the Skeidararjökull forefield on Iceland was carried out by geomorphologists from the Institute of Geography Nicholas Copernicus University in 1993 and 1995–1997. Skeidararjökull is an outlet glacier from the vast ice-cap Vatnajökull, with a surface area of 8300 km². It has width at the snout is about 23 km. In 1993, after Skeidararjökull's surge in 1991, its steep snout in the western part was situated at a distance of 2,5–2,7 km to the north of the end moraines which mark the reach of the glacier at the end of the 19th century. A distance of 23 km separates the glacier snout from the Atlantic Ocean. This wide forefield consists of two basic parts, external and internal, which are separated by an end moraine ridge from the end of the 19th and the beginning of the 20th century (appendix 3). On the external side spreads a vast sandur (Skeidarársandur), and on the internal side is an area with a rich inventory of glacial landforms. The western part has a width of about 3 km, and the eastern part in places is only 300 m wide. Geomorphological and geological research shows that the genesis of the main end moraines range should not only be linked with the halt of the glacier at the end of XIX century, but also probably with its renewed advance in 1929–1932. Dead ice still lies in the proximal part of these moraines, covered by sandy–gravelly deposits and till. The internal part of the marginal zone is characteristic because of its aligned relief, an effect of its drumlinisation resulting from the renewed advance of the glacier, probably in 1929–1932 (fig. 2). The extent of Skeidararjökull can be precisely defined from 1932, based on published measurements (fig. 1). In 1991, as a result of the glacier advance by about 430 m, part of an existing lake was covered and glaciolimnic deposits saturated with water were squeezed up. After 1993, the steep of the glacier snout began to flatten and retreat. This process is still going on today. On 5 November 1996, as a result of a several-hour-long jökulhlaup, large changes took place in the glacial relief in Skeidararjökull's marginal zone (appendix 3). As a result of the erosional activity of the meltwaters the surfaces of ground and undulated moraine islands were reduced, and some were completely washed away; areas of older, drumlinised glacial relief on the proximal side of the end moraines from the end of the 19th century were reduced; a proglacial lake with a length of about 1700 m and a width of 700 m was filled in; the original layout of outwash plains was completely destroyed; and the gap through the end moraines in the western part of the marginal zone, whose width was about 250 m, was widened to over 600 m. Moreover, the jökulhlaup caused the washing out from the underneath of Skeidararjökull of a highly squeezed peat that in a form of blocks was found among the glaciofluvial deposits. Dating of the peat with a use of ¹⁴C method, estimated its age for 8240 years ±180 BP. It means, Skeidararjökull snout in that time was moved back up north and the fiord, which it fills at the present moment, was exposed. On the area covered by the jökulhlaup waters there are now hundreds of kettles appearing because of ice–blocks of various sizes melting away.

Wprowadzenie

Lodowiec Skeidarár jest jednym z lodowców wypustowych z największej na Islandii czaszy lodowej Vatnajökull o powierzchni 8300 km². Długość tego lodowca, wypływającego z południowo-zachodniej części Vatnajökull i zajmującego fiord pomiędzy masywami Eystraflall od zachodu i Skaftafellsfjöll od wschodu, wynosi około 23 km, natomiast jego szerokość jest zmienna. W górnej części wynosi ona 12–13 km, lecz w części środkowej zwęża się do około 7,5 km. Następnie lodowiec ponownie się rozszerza, aby przy czole osiągnąć szerokość około 23 km.

Przedpole Skeidarárjökull było już obszarem prac badawczych Polskiej Wyprawy Geograficznej na Islandię w 1968 r. pod kierunkiem prof. Rajmunda Galona. Przeprowadzono wówczas pierwsze szczegółowe badania nad genezą jego rzeźby (Galon, 1973; Bogacki, 1973, 1976; Jewtuchowicz, 1971, 1973; Klimek, 1972, 1973), badania hydrograficzne (Churski, 1973, 1974), klimatologiczne i glaciologiczne (Wójcik, 1973, 1976), a Konysz (1973) wykonał metodą terrofotogrametryczną mapę topograficzną zachodniej części przedpola Skeidarárjökull, na której wyznaczona została dokładnie linia jego postoju w 1968 r.

Aktualnie czoło Skeidarárjökull od brzegu Oceanu Atlantyckiego dzieli odległość około 23 km. Jego szerokie przedpole składa się z dwóch zasadniczych części, zewnętrznej i wewnętrznej, które rozdziela ciąg moren czołowych z końca XIX wieku, a właściwie także z początku XX w., na których obecnie stoimy (zał. 3).

Rzeźba zewnętrznej części przedpola

Patrząc z naszego stanowiska na południe, a więc na zewnętrzną stronę tych moren, widzimy rozległy sandr Skeidarár o powierzchni około 900 km². Zwracając następnie wzrok na północ w kierunku czoła lodowca Skeidarár, obserwujemy wewnętrzną część jego strefy marginalnej o zmiennej szerokości. Od środka lobu lodowca (około 3,7 km na wschód od naszego stanowiska) na zachód wynosi ona około 3 km, a w kierunku wschodnim gwałtownie się zwęża, nawet do 300 m.

Genezę zewnętrznego obszaru sandrowego rozpatruje Bahr (1997), który prowadził na nim szczegółowe badania hydrogeologiczne. Uważa on, że Skeidarársandur zaczął powstawać już od okresu preborealnego. W tym czasie, na skutek polepszenia się warunków klimatycznych, następował zanik tzw. „zlodowacenia Búdi”, pokrywającego znaczne obszary Islandii do 9700 lat temu. Najważniejszy jednak etap kształtowania Skeidarársandur przypadł na okres Małej Epoki Lodowej, aż do 1920 r.

Jak widzimy z naszego stanowiska, Skeidarársandur bierze początek od głównego ciągu moren czołowych, powstałych, jak już wspomniano, na przełomie XIX i XX w. Na kontakcie z morenami ma on wysokość około 90 m n.p.m. w części

zachodniej i około 115 m n.p.m. w części wschodniej, obniżając się stopniowo w kierunku Oceanu Atlantyckiego.

Skeidarársandur rozcinają obecnie 3 rzeki, które odwadniają Skeidarárjökull: Súla, Gigjukvisl (przy której stoiśmy) oraz Skeidará. Rzeka Súla odwadnia zachodnią część lodowca, Gigjukvisl zachodnią i środkową, a Skeidará wschodnią. Płyną one wzdłuż Skeidarársandur i uchodzą do Oceanu Atlantyckiego.

Patrząc na zachód w kierunku doliny Suli, w odległości około 1600–1800 m na południe od głównego ciągu moren czołowych, widoczne są wyraźnie kulminujące ponad powierzchnią sandrową, zatopione w jego osadach, pagóry czołowomorenowe, które jako ostańce wyznaczają zasięg Skeidarárjökull w roku 1756 (Thorarinsson, 1943). Wznoszą się one około 12 m ponad sandrem, a ich wysokości bezwzględne sięgają 83 m n.p.m.

Główny ciąg moren czołowych

Ciąg moren czołowych, na których stoiśmy, pochodzi z końca XIX w. i początku XX w. Jest on najlepiej rozwinięty w zachodniej części przedpola lodowca. Rozcina go szeroki na około 600 m przełom rzeki Gigjukvisl, przy którym znajduje się nasze stanowisko. Przed katastrofalną powodzią lodowcową (isl. *jökulhlaup*) w 1996 r. jego szerokość wynosiła 150–300 m. Zarówno na zachód jak i na wschód od tego przełomu omawiane moreny ciągną się na długości po około 6 km.

Na zachód od przełomu Gigjukvisl, bliżej doliny Súli, moreny czołowe zachowały się jedynie w fragmentach, gdyż zostały zniszczone przez wody roztopowe. We wschodniej części przedpola Skeidarárjökull omawiane moreny czołowe zostały całkowicie rozmyte przez katastrofalne wypływy wód roztopowych, tj. przez *jökulhlaups*.

Wzgórza moren czołowych mają najczęściej wysokość 110–115 m n.p.m., a najwyższe, około 1600 m na wschód od przełomu Gigjukvisl, osiąga 124,7 m n.p.m. Zatem wysokości względne moren w stosunku do poziomu Skeidarársandur wynoszą 20–35 m.

W budowie moren czołowych biorą udział różnej wielkości osady: piaski, żwiry, głązy oraz glina morenowa, glacieotektonicznie zaburzone. W proksymalnej części moren, pod tymi osadami o miąższości 1–3 m, zalega jeszcze martwy lód o znacznej miąższości, do kilkunastu metrów. Obserwacje geologiczne stromych i wysokich ścian w przełomie Gigjukvisl oraz przeprowadzone w 1997 r. dokładne badania świeżych odsłonień po zachodniej stronie tej rzeki przez Molewskiego i Olszewskiego (2000), których rezultaty są umieszczone w tym przewodniku, niestety, nie pozwalają jeszcze na jednoznaczne zajęcie stanowiska w sprawie wieku wspomnianego martwego lodu. Jest, bowiem możliwe, że zachował się on tu z czasu powstawania głównego ciągu moren czołowych przy końcu XIX w., lecz nie jest także wykluczone, że oddzielił się on od czoła cofającego się

lodowca po późniejszym nasunięciu, być może w 1932 r. Ten problem pozostaje nadal dyskusyjny. Dziś wytapianie się martwego lodu powoduje powstawanie nowych wytopisk.

Rzeźba wewnętrznej części przedpola

Stosunki wysokościowe obszaru zachodniej, wewnętrznej części przedpola kształtują się w sposób następujący. Od linii moren czołowych w kierunku lodowca cały obszar początkowo obniża się do wysokości około 70 m n.p.m. w środkowej części, zajmowanej przez systemy rzek wód roztopowych, kształtujących tu współczesne powierzchnie sandrowe. Dalej, w kierunku czoła lodowca, obszar podnosi się ponownie do wysokości 85–90 m n.p.m., a nawet wyżej.

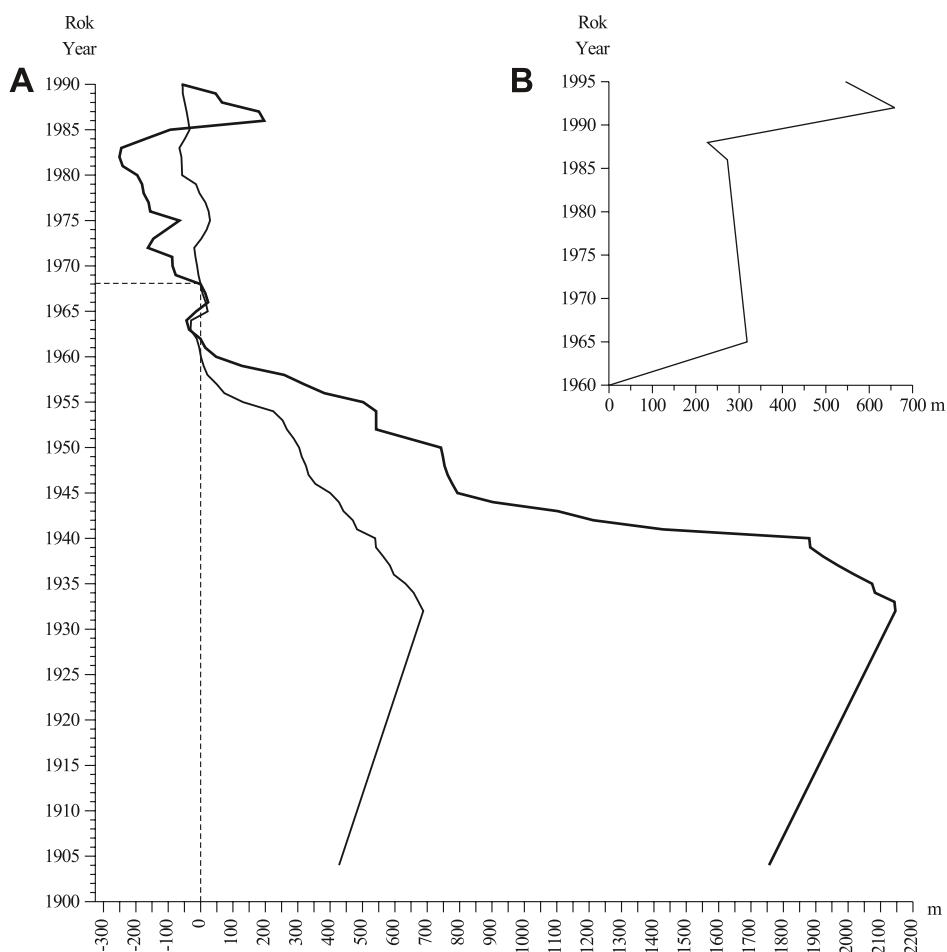
Kartowanie geomorfologiczne tej części przedpola Skeidarárjoökull, przeprowadzone w latach 1993 i 1995 (Wiśniewski, Andrzejewski, Molewski), a następnie w 1997 r., tj. po katastrofalnej powodzi w 1996 r. (Wiśniewski, Andrzejewski) wykazało, że występujący tu bogaty inwentarz form glacialnych uległ w ciągu lat badawczych dynamicznym zmianom.

Rozmieszczenie tych form obrazują wykonane mapy geomorfologiczne sprzed i po powodzi, a o ich różnorodności świadczą legendy do tych map (zał. 3).

Wybrane zagadnienia dotyczące rozwoju rzeźby przedpola Skeidarárjökull

Jednym z ważnych problemów dotyczących rozwoju rzeźby przedpola Skeidarárjökull jest niewątpliwie wiek i geneza głównego ciągu moren czołowych. Zagadnienie to na podstawie publikacji islandzkich analizowali Bogacki (1976) i Wójcik (1976), a także porusza je ostatnio Bahr (1997). Przyjmuje się jednoznacznie, że ten dominujący w krajobrazie przedpola ciąg moren czołowych nie jest rezultatem akumulacji Skeidarárjökull w czasie tylko jednego na tej linii jego postoju. Miał on tu miejsce przede wszystkim przy końcu XIX w. W publikacjach polskich, z powołaniem się na Thorarinssona (1943), wymienia się najczęściej rok 1890. W roku 1904 lodowiec był cofnięty o około 400–500 m, co jest odnotowane na mapach duńskich w skali 1:50 000, wydanych w 1941 r. przez Instytut Geodezji w Kopenhadze (ryc. 1).

Kolejne gwałtowne nasunięcie lodowca miało miejsce w 1929 r. Po trzech latach, a więc w 1932 r., lodowiec osiągnął prawdopodobnie ponownie linię swojego postoju z 1890 r. Moreny czołowe, prawdopodobnie z tego nasunięcia, nie są wysokie, najczęściej 3–7 m, a jeśli są to formy wydłużone, to zwykle są wąskie i mają strome zbocza. Są one wyraźnie nałożone na dystalnym skraju istniejącego tu wcześniej ciągu moren czołowych. Z jakiej pozycji nastąpiło nasunięcie lo-

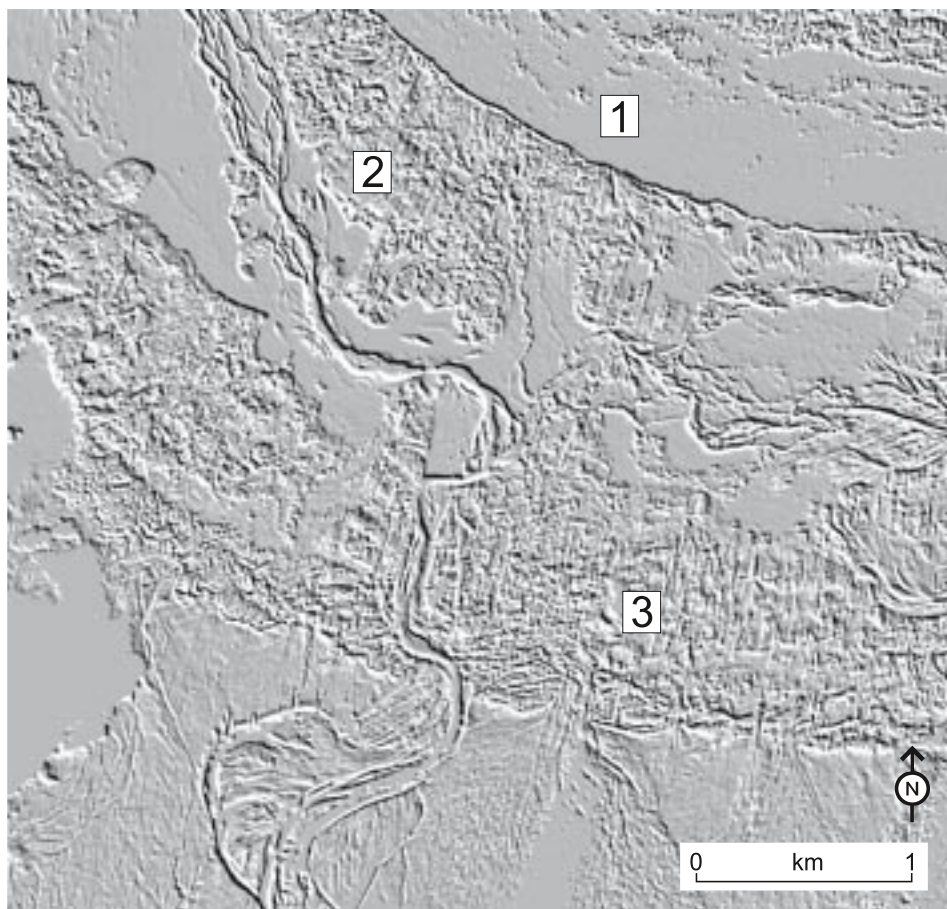


Ryc. 1. Zmiany zasięgu czoła Skeidarárjökull: A – w latach 1904–1990 na podstawie opublikowanych danych w rocznikach „Jökull” (początek systematycznych pomiarów od 1932 r.), linia gruba – zachodnia część lodowca, linia cienka – wschodnia część lodowca; B – w latach 1960–1995 na podstawie zdjęć lotniczych.

Fig. 1. Changes of extent Skeidarárjökull snout: A – in the years 1904–1990 on the basis of data published in the „Jökull” annuals (regular measurements from 1932), thick line – west part of the glacier, thin line – east part of the glacier; B – in the years 1960–1995 on basis of aerial photographs.

dowca w latach 20. jest trudne do określenia. Jest to jednak zagadnienie ważne ze względu na specyfikę rzeźby obszaru zaplecza moren czołowych, cechującą się wyraźnym, prostopadłym do ich przebiegu ukierunkowaniem form. Zwrócił już na nie uwagę wcześniej Galon (1973), uznając je za „wały szczelinowe”.

W oparciu o analizę zdjęć lotniczych oraz badania terenowe należy jednak przyjąć, że wspomniane ukierunkowanie rzeźby to efekt jej drumlinizacji, która



Ryc. 2. Ślady drumlinizacji wycinka strefy marginalnej Skeidarárjökull z przełomem Gigjukvisl przez moreny czołowe z końca XIX w. (preparacja zdjęcia lotniczego przy użyciu programu komputerowego); 1 – lodowiec, 2 – zdrumlinizowana morena denna, 3 – zdrumlinizowane formy zaplecza moren czołowych.

Fig. 2. Trails of drumlinisation of a fragment of Skeidararjokull marginal zone with the gap of Gigjukvisl across end moraines from the end of the 19th century (on a base of an aerial photograph with the use of a computer software); 1 – glacier, 2 – drumlinised ground moraine, 3 – drumlinised forms on the hinterland of end moraines.

nastąpiła na skutek ponownego nasunięcia się Skeidarárjökull na wcześniej istniejącą tu pagórkowatą rzeźbę, wśród której dominowały recesyjne pagórki morenowe. Nie jest wykluczone, że proces drumlinizacji rzeźby nastąpił podczas nasunięcia lodowca, który w 1932 r. uzyskał zasięg jak w 1890 r. (ryc. 2).

Od 1932 r. coroczne pozycje Skeidarárjökull, zarówno jego zachodniej i wschodniej części, można już dokładnie śledzić, opierając się na dokonywanych regularnie od tego roku i publikowanych w islandzkim roczniku „Jökull” danych

pomiarowych (Eythorsson, 1963; Sigurdsson, 1992) (ryc. 1). Jako bazę odniesienia przyjęto zasięg lodowca w 1968 r.

Od roku 1932 do 1964 czoło Skeidarárjökull, zarówno w zachodniej jak i wschodniej części, stale się cofało, przy czym recesja ta na zachodzie nie przebiegała równomiernie, lecz była przerywana krótkimi, rocznymi lub dwuletnimi postojami. W 1964 r. nastąpiło kilkudziesięciometrowe nasunięcie lodowca, po czym do 1983 r. był on w odwrocie, przerywanym około stumetrową jego szarżą w latach 1972–1975. Kolejne nasunięcie lodowca miało miejsce w 1983 r. W ciągu trzech lat lodowiec posunął się do przodu o około 450 m. Przez kolejne lata, do 1990 r., czoło lodowca cofało się, lecz w 1991 r. nastąpiło jego ponowne nasunięcie o około 430 m. Jeszcze dwa lata później, w 1993 r., czoło lodowca było bardzo strome, a u jego podnóża powstawał wał morenowy z wytapiających się z lodu różnej wielkości okruchów skalnych.

W wyniku nasunięcia lodowca w 1991 r. przykrył on m.in. część jeziora proglacialnego, istniejącego wówczas kilkaset metrów na wschód od środka lobu lodowca, oraz spowodował znaczne zmiany w układzie sieci hydrograficznej w wewnętrznej części jego przedpola. Napór i ciężar lodowca spowodował wyciśnięcie przepojonych wodą osadów glacialimnicznych, ich przemieszczenie i zaburzenie (Wiśniewski, Andrzejewski, Molewski, 1997).

Po roku 1993, strome jeszcze wówczas czoło lodowca, zaczęło się wyraźnie spłaszczać i cofać. W stosunku do swego maksymalnego zasięgu z roku 1991, lodowiec w roku 1997 był już cofnięty o około 100 m, a w niektórych miejscach w zachodniej jego części jeszcze więcej. Różnice w skali pokrycia osadami morenowymi czoła lodowca powodują obecnie jego nierównomierną dezintegrację.

Skutki jökulhlaup w listopadzie 1996 roku na przedpolu Skeidarárjökull

W listopadzie 1996 r. na przedpolu Skeidarárjökull doszło do istotnych zmian rzeźby spowodowanych katastrofalną powodzią typu jökulhlaup trwającą kilka godzin. Największe wypływy wód z lodowca nastąpiły w trzech miejscach: przy jego wschodnim krańcu, gdzie wypływa rzeka Skeidará, około 3 km na wschód od środka jego czoła i przy zachodnim krańcu lodowca, gdzie wypływa rzeka Súla. W sierpniu 1997 r. na przedpolu Skeidarárjökull przeprowadzono ponowne kartowanie geomorfologiczne w celu uchwycenia zmian rzeźby po tej powodzi. Efektem tego kartowania jest nowa mapa geomorfologiczna tego obszaru (zał. 3). Porównując mapy geomorfologiczne sprzed i po powodzi można zauważyć, że podczas tego spektakularnego wydarzenia rozmyciu lub znacznemu zmniejszeniu uległy wyżej położone nad powierzchniami sandrowymi wyspy moreny dennej, powiększył się przez to obszar sandru wewnętrznego, składającego się z szeregu poziomów, a obniżenia w obrębie zdrumlinizowanej starszej rzeźby glacialnej

oraz „dziurawego sandru” na zapleczu głównego ciągu moren czołowych uległy na krótko zatopieniu.

Ponadto, przełom Gigjukvisl przez moreny czołowe, którym podczas powodzi wypływała na zewnątrz tych moren ogromna ilość wód roztopowych transportująca różnej wielkości bloki lodowe, uległ poszerzeniu ze 150–300 m do maksymalnie około 600 m. Do ponad 1,5 km poszerzona została także dolina Gigjukvisl poniżej przełomu, w której następował intensywny proces wytapiania się brył lodu spod utworów glaciofluwialnych, podobnie zresztą jak na obszarach sandru wewnętrznego. Na powierzchniach tych utworzyły się dziesiątki wytopisk.

W wysokich zboczach, powstałych na skutek podcięcia wyżej położonych obszarów przez wody powodziowe, odsłoniła się ich budowa geologiczna, która była szczegółowo analizowana przez badaczy toruńskich. Prawdopodobnie po raz pierwszy udało się stwierdzić, że pod utworami glaciofluwialnymi, budującymi wysoko położony, starszy sandr zewnętrzny we wschodniej części przedpola Skeidarárjökull, zalega nadal martwy lód o kilkumetrowej miąższości.

Pisząc o skutkach powodzi nie można pominąć pewnego, jak się wydaje, bardzo ważnego faktu, świadczącego o zasięgu Skeidarárjökull na początku holocenu. Otóż w osadach sandrowych w odległości około 3 km na południowy zachód od miejsca największego wypływu wód z lodowca, tj. około 3 km na wschód od środka jego czoła, zaobserwowano występowanie licznych brył sprasowanego torfu, w którym tkwiły fragmenty roślin o grubości 2 cm. Ich identyfikacji nie można było dokonać, lecz datowanie metodą radiowęglową torfu pozwoliło określić jego wiek na $8\,240 \text{ lat} \pm 180 \text{ BP}$ (Gd-11369). Stan zachowania torfu a także sposób jego występowania i lokalizacja świadczą jednoznacznie, że został on wymyty spod lodowca w czasie powodzi. To z kolei oznacza, że w czasie odkładania się torfu na obszarze fiordu Skeidarárjökull był najpierw znacznie dalej cofnięty na północ, i dopiero w wyniku późniejszego rozrostu wypełnił on fiord i ukształtował swoją obecną strefę marginalną wraz z rozległą powierzchnią Skeidarársandur.

Zakończenie

Jökulhlaup w listopadzie 1996 r. przy Skeidarárjökull stał się już wydarzeniem historycznym. Nie ulega wątpliwości, że zjawisko to w przeszłości zachodziło niejednokrotnie i będzie się powtarzało w przyszłości. W latach 1934 i 1938 odnotowana skala katastrofalnej powodzi przy tym lodowcu była podobna. Czoło Skeidarárjökull miało wówczas jednak inny zasięg. Jego zachodnia część była cofnięta o około 600 m od moren czołowych z końca XIX w., a we wschodniej lodowiec kontaktował się jeszcze z wysoko zalegającą powierzchnią sandrową, urozmaiconą w proksymalnej części różnej wielkości wytopiskami (Molewski, 1996). Jest zatem pewne, że kształtowana ona była podczas wielkich powodzi lodowcowych

w latach 1934 i 1938, a także w latach wcześniejszych, tj. w 1903, 1913, i 1922 (Bahr, 1997).

Wielkie powodzie typu jökulhlaup, które tak często zdarzają się nie tylko przy Skeidarárjökull, ale także przy innych lodowcach islandzkich, powodują więc częstą transformację rzeźby ich stref marginalnych.

Literatura

- Bahr, T., 1997: Hydrogeologische Untersuchungen im Skeidarársandur (Südisland). Müncher Geologische Hefte, Reihe B, Heft 3, München: 142 s.
- Bogacki, M., 1973: Geomorphological and geological analysis of the proglacial area of Skeidarárjökull. Central western and eastern sections. *Geographia Polonica* 26: 57–88.
- Bogacki, M., 1976: Współczesne sandry na przedpolu lodowca Skeidarárjökull (Islandia) i plejstoceny sandry w Polsce północno-wschodniej: Rozprawy Uniw. Warszawskiego, Warszawa: 167 s.
- Churski, Z., 1973: Hydrographic features of the proglacial area of Skeidarárjökull. *Geographia Polonica* 26: 207–254.
- Churski, Z., 1974: Wybrane zagadnienia z hydrografii przedpola lodowca Skeidarárjökull na Islandii. Rozprawy habilitacyjne UMK, Toruń: 202 s.
- Eythorsson, J., 1963: Variation of Iceland Glacier 1931–1960. *Jökull* 13: 31–33.
- Galon, R., 1973: A synthetic description of deposits and landforms observed on the proglacial area of Skeidarárjökull. *Geographia Polonica* 26: 136–150.
- Jewtuchowicz, S., 1971: Współczesna strefa marginalna lodowca Skeidarárjökull na Islandii. *Acta Geographica Lodzensia* 27: 1–52.
- Jewtuchowicz, S., 1973: The present-day marginal zone of Skeidarárjökull. *Geographia Polonica* 26: 115–138.
- Klimek, K., 1972: Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia). *Prace Geogr. IG PAN* 94: 139 s.
- Klimek, K., 1973: Geomorphological and geological analysis of the proglacial area of Skeidarárjökull. Extreme eastern and extreme western sections. *Geographia Polonica* 26: 89–113.
- Konysz, T., 1973: Report of the photogrametric surveys made by the Polish Expedition in 1968 on forefield of the Skeidarárjökull. *Geographia Polonica* 26: 151–156.
- Molewski, P., 1996: Nowe fakty dotyczące genezy zagłębień wytopiskowych na sandrach przedpola lodowca Skeidarár (Islandia). *Przegląd Geograficzny* 68 (3–4): 405–426.
- Molewski, P., Olszewski, A., 2000: Sedimentology of the deposits and their palaeomorphological significance in the Gigjukvisl river gap, marginal zone of Skei-

- dararjokull, Iceland. Polish Polar Studies, XXVII Polar Symposium, Toruń: 235–258.
- Sigurdsson, O., 1992: Jöklabreytingar 1930–1960, 1960–1990 og 1990–1991. Jökull 42: 81–87.
- Thorarinsson, S., 1943: Oscilations of the Iceland glaciers in the last 250 years. Vatnajökull Scientific results of the Swedish–Icelandic investigations 1936–1937–1938. Geogr. Ann.: 25.
- Wiśniewski, E., Andrzejewski, L., Molewski, P., 1997: Fluctuations of the snout of Skeidararjokull in Iceland in the last 100 years and some of their consequences in the central part of its forefield. Landform Analysis 1: 73–78.
- Wójcik, G., 1973: Glaciological studies on the Skeidarárjökull. Geographia Polonica 26: 185–208.
- Wójcik, G., 1976: Zagadnienia klimatologiczne i glaciologiczne Islandii. Rozprawy habilitacyjne UMK, Toruń: 226 s.

Zapis sedymentologiczny osadów w zboczu przełomu Gigjukvisl i ich znaczenie paleomorfologiczne (strefa marginalna Skeidarárjökull)

Sedimentological record of deposits in a slope of Gigjukvisl gap and its palaeomorphological significance (marginal zone of Skeidarárjökull)



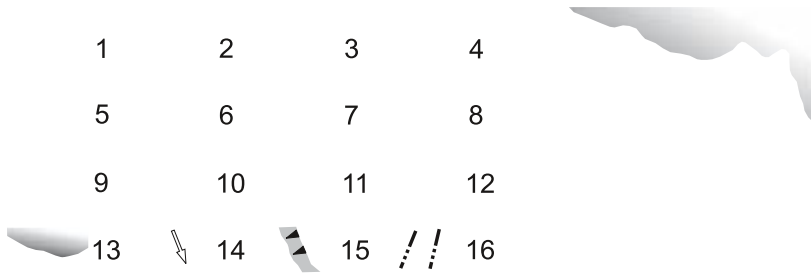
Stanowisko/Site 8

Abstract: Research on the geological structure of deposits in the Skeidarárjökull marginal zone along the Gigju river gap was carried in 1997 (Molewski, Olszewski, 2000). Detailed analysis was carried out on part of the western slope of the gap (fig.1), widened through erosion as a result of the heavy flow of waters during the catastrophic jökulhlaup (5–7. 11. 1996). On the basis of the structural–textural research carried out, lithofacies connected with the different deposition environments were distinguished (fig 2, A). Three series of glacio–waterlaid deposits (two glaciofluvial and one glaciolimnic) and three glacial series were distinguished (fig. 2, B). They indicate that the glacier was present in the analysed area three times. The complex geological structure of the end moraine, hitherto dated to the end of the 19th century, shows that the glacier twice reached the line marking its position during these advances (fig. 3).

Wprowadzenie

Dystrybucja wód katastrofalnej powodzi lodowcowej (isl. jökulhlaup) w dniach 5–7 listopada 1996 roku spowodowała, iż największa ich masa skierowana została do przełomu Gigjukvisl (isl. kvísl – rzeka). Zasadniczemu przesunięciu uległo zachodnie zbocze tego przełomu (zał. 3, ryc. 1), odsłaniając jednocześnie świeżą ścianę w obrębie dystalnej części strefy marginalnej Skeidarárjökull ukształtowanej w końcu Małej Epoki Lodowej.

W dotychczasowych opracowaniach stref marginalnych współczesnych lodowców Islandii brak jest, szczegółowych opracowań sedymentologicznych obejmujących zespoły osadów różnych środowisk budujących te strefy (Jewtuchowicz, 1971; Galon, 1972, 1973; Kozarski, Szupryczyński, 1978; Krüger, 1994; Wiśniewski i in., 1997). Istnieje natomiast nieliczne tego typu opracowania dotyczące star-



szych zlodowaceń Islandii (Sigurvinsson, 1983; Ingólfsson, 1987; Hjartarson, Ingólfsson, 1988; Geirsdóttir, Hardardóttir, Eiriksson, 1997).

Zachodnie zbocze przełomu Gigjukvisl, na którym odsłania się budowa geologiczna dystalnej części strefy marginalnej Skeidarárjökull, ma długość około 1000 m (ryc. 2, A). W obrębie moren czołowych z końca XIX w. osiąga ono maksymalną wysokość, tj. około 40–43 m ponad poziom wód rzeki. Na ich przedpolu, w obrębie powierzchni sandrów ekstramarginalnych, wznosi się ono na wysokość około 15–20 m, zaś w strefie moreny dennej zaplecza form marginalnych jego wysokość jest zmienna i wynosi 10–35 m.

Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny obszaru w otoczeniu przełomu Gigjukvisl po katastrofalnej powodzi lodowcowej w 1996 r. (stan z 1997 r.): 1 – ciąg moren czołowych z końca XIX w., 2 – morena pagórkowata, częściowo na martwym lodzie lodowcowym, 3 – zdrumlinizowana morena denna, 4 – dziurawy sandr, 5 – równiny den zastoisk proglacialnych, 6 – równiny den jezior proglacialnych z zagłębieniami wytopiskowymi, 7 – starsze, ekstramarginalne powierzchnie sandrowe, 8 – współczesne stożki sandrowe, 9 – oz, 10 – zagłębienia wytopiskowe po bryłach lodu osadzonych przez jökulhlaup z 1996 r., na popowodziowych równinach aluwialnych, 11 – równiny aluwialne, 12 – suche koryta rzeczne, 13 – czoło lodowca, 14 – wody i kierunek płynięcia, 15 – zbocza powstałe w wyniku erozji wód w czasie katastrofalnej powodzi lodowcowej, w tym o wysokości względnej ponad 10 m (z trójkątami), 16 – położenie krawędzi przełomu przed katastrofalną powodzią lodowcową z 1996 r.; czarna strzałka wskazuje lokalizację analizowanego odsłonięcia (vide ryc. 2, A).

Fig. 1. Geomorphological sketch of the area in the vicinity of the Gigjukvisl gap after the catastrophic jökulhlaup in 1996 (state from 1997): 1 – position of end moraines from the end of the 19th century, 2 – hummocky moraine, partially on dead glacial ice, 3 – drumlinized ground moraine, 4 – pitted sandur, 5 – ice-dammed proglacial lake bottom plains, 6 – proglacial lake bottom plains with kettle holes, 7 – older, extra-marginal outwash plains, 8 – contemporary sandur fans, 9 – esker, 10 – kettle holes left by ice blocks embedded by the 1996 jökulhlaup, on after-flood alluvial plains, 11 – alluvial plains, 12 – dry river channels, 13 – glacier snout, 14 – waters and flow direction, 15 – slopes formed as a result of erosion by waters during jökulhlaup, including those with a relative height of above 10 m (with triangles), 16 – position of the edge of the gap before the 1996 jökulhlaup; the black arrow indicates the location of the analysed exposure (vide fig. 2, A).

Budowa geologiczna strefy marginalnej Skeidarárjökull w zachodnim zboczu przełomu Gigjukvisl

Skrajnie południowa część przekroju w zachodnim zboczu przełomu rzeki Gigju odsłania piaszczysto-żwirowe, warstwowane osady sandru ekstramarginalnego. Kontaktują się one z zaburzonymi glaciotektonicznie osadami dystalnej części moreny czołowej z końca XIX w., o podobnych cechach uziarnienia. W odsłoniętej korzeniowej części sandru miąższość osadów glaciofluwialnych wynosi około 5–7 m.

Najwyższy punkt przekroju stanowi kulminacja wspomnianej moreny czołowej (ok. 108 m n.p.m.) z wyraźnie zaburzonymi glaciotektonicznie osadami piaszczysto-żwirowymi o miąższości do 10 metrów. W osiowej części moreny czołowej występują struktury fałdów i nieregularnych podgięć osadów. Poniżej tej serii osa-

Ryc. 2. A – szkic budowy geologicznej części strefy marginalnej Skeidarárjökull odsłaniającej się w zachodnim zboczu przełomu Gigjukvisl, a – odcinek zbocza objęty szczegółowym kartowaniem (vide część B ryc.): 1 – warstwowane piaski i żwiry sandru ekstramarginalnego, 2 – zaburzony glaciotektonicznie diamikton żwirowo-głazowy, 3 – zaburzone glaciotektonicznie piaski i żwiry moreny czołowej, 4 – zaburzone glaciotektonicznie piaski i żwiry o częściowo zachowanej pierwotnej strukturze warstwowej, 5 – diamikton piaszczysto-pylasty o niewyraźnym warstwowaniu, 6 – martwy lód lodowcowy, 7 – piaski i piaski mułkowate, warstwowane, 8 – piaski i żwiry, 9 – piaski i żwiry warstwowane, częściowo zaburzone glaciotektonicznie, 10 – osady osuwiskowe i osypiskowe; B – budowa geologiczna środkowej części zdrumlinizowanej moreny dennej: GF1, GF2 – serie glaciofluwialne, DG1, DG2, DG3 – diamiktony glacialne, GL – seria glaciolimniczna (szczegółowe objaśnienia w tekście); diagramy strukturalne (sferyczne: punktowe – półkula północna, konturowe – półkula południowa, izoliny gęstości w procentach co 1%; rozetowe – złożone, symetryczno-asymetryczne, okrąg o promieniu równym 10% udziałowi pomiarów): I – kierunków działania sił określone na podstawie uskoków komplementarnych, II – biegunów płaszczyzn uskoków normalnych, III – kierunków paleoprądów, IV–VI – ułożenia dłuższych a-osi klastów w glinach morenowych.

Fig. 2. A – sketch of the geological structure of part of the marginal zone of Skeidarárjökull exposed in the western slope of the Gigjukvisl gap, a – section of the slope subjected to detailed mapping (vide part B fig.); 1 – stratification of sands and gravels of the extra-marginal sandur, 2 – glaciotectionally disturbed gravelly-boulder diamicton, 3 – glaciotectionally disturbed sands and gravels of the end moraine, 4 – glaciotectionally disturbed sands and gravels with the original stratified structure partially preserved, 5 – sandy-silty diamicton with indistinct stratification, 6 – dead glacial ice, 7 – stratified sands and silty sands, 8 – sands and gravels, 9 – stratified sands and gravels, partially glaciotectionally disturbed, 10 – landslide and scree deposits; B – geological structure of deposits in central part of the drumlinized ground moraine: GF1, GF2 – glaciofluvial series; GD1, GD2, GD3 – glacial diamictons; GL – glaciolimnic series (detailed explanation in the text); structural diagrams (stereographic: scatter plot – northern hemisphere, contour plot – southern hemisphere, isolines of density as a percentage, every 1%; rose diagram – complex, symmetrical and asymmetrical, circumference with a radius equal to a 10% share of the measurements): I – directions of force determined on the basis of complementary faults, II – poles of normal fault planes, III – directions of palaeocurrents, IV–VI – arrangement of longer a-axes of clasts in tills.

dów zalegają, również zaburzone osady glaciofluwalne o częściowo zachowanej pierwotnej strukturze warstwowej. Jednakże styl tych deformacji w niżej zalegającej serii jest wyraźnie odmienny od struktur deformacyjnych moreny czołowej. Mają one bowiem charakter antyklinalnego nabrzmienia, stanowiącego podłoże moreny czołowej. Osady tej niższej serii są wyraźnie dwudzielne pod względem uziarnienia. W górnej części są to grube żwiry i piaski o miąższości do 5 m. W części dystalnej, poza osią struktury antyklinalnej, ząbnią się one z osadami sandru w postaci dwóch wyraźnych, względnie połączonych klinów. Natomiast, dolną część tej serii osadów budują czarne piaski o miąższości 5–8 m z soczewkami żwirów (w części proksymalnej). Osady te stanowią jądro odsłoniętej części struktury antyklinalnej. W części proksymalnej tej struktury osady zapadają wyraźnie na północ, tj. w stronę lodowca.

Na bezpośrednim zapleczu moreny czołowej, w strefie o szerokości około 200 m, występuje morena pagórkowata o wysokości 105–100 m n.p.m. Na jej powierzchni występują niskie, ale bardzo wyraźne stopnie z wytopieniowego osiadania. Z analizowanego przekroju geologicznego wynika, że buduje ją od powierzchni jednorodny diamikton piaszczysto–pylasty o słabo czytelnym warstwowaniu i miąższości od 2 do 6 m. W części dystalnej kontaktuje się on dyskordantnie z osadami podstawy moreny czołowej i sięga w przybliżeniu do połowy wysokości jej proksymalnego stoku. Jednocześnie spągowa część diamiktonu zalega tu na starszych osadach glaciofluwalnych wspomnianej struktury antyklinalnej. Pod diamiktonem, na długości około 175 m, odsłania się zalegający tu in situ jednolity płat martwego lodu lodowcowego (ryc. 2, A). W odsłoniętym profilu jego maksymalna miąższość dochodzi do około 18 m. W obrębie całego płata lodowcowego czytelna jest jego glajosedymentacyjna i glajodeformacyjna struktura.

Na zapleczu moreny pagórkowatej linia przekroju geologicznego przecina równinę dna jeziora proglacialnego o szerokość 50–60 m, a następnie (w stronę lodowca) szeroką (około 550 m) strefę zdrumlinizowanej moreny dennej. W strefie dna jeziora, w obrębie analizowanego przekroju, odsłaniają się jedynie w niektórych miejscach zalegające tu osady. Reprezentują je drobnoziarniste piaski i piaski mułkowate, warstwowane, zalegające prawdopodobnie na wyżej opisanym diamiktonie piaszczysto–pylastym. Na granicy obniżenia jeziornego i zdrumlinizowanej moreny dennej odsłania się kolejny, niewielki fragment martwego lodu lodowcowego, który prawdopodobnie stanowi skrajnie proksymalną część wyżej opisanego płata lodowcowego.

Morfologia powierzchni zdrumlinizowanej moreny dennej o wysokości 80–100 m n.p.m. wykazuje w badanym przekroju znaczne zróżnicowanie. Charakteryzuje się ona wyraźną falistością o deniwelacjach 5–12 m. W dystalnej części zdrumlinizowanej moreny dennej, na długości około 185 m, gdzie deniwelacje są największe, występuje na powierzchni opisana już pokrywa diamiktonowa. Miejscami pod nią odsłaniają się osady piaszczysto–żwirowe o niewyrównanym przebiegu stropu oraz słabo czytelne struktury zaburzeń dysjunktywnych.

W środkowej części zdrumlinizowanej moreny dennej, w obrębie analizowanego zbocza, odsłania się najbardziej zróżnicowany facjalnie, a przez to szczególnie interesujący zespół osadów glacialnych oraz glaciofluwialnych i limnoglacialnych. Na całej długości zbocza, w obrębie zdrumlinizowanej moreny dennej, nie stwierdzono występowania martwego lodu lodowcowego, a na jej powierzchni obniżen wytopiskowych po martwym lodzie.

Charakterystyka sedymentologiczna analizowanych osadów

W analizowanym odsłonięciu w obrębie zdrumlinizowanej moreny dennej wyróżniono od dołu następujące serie osadów:

Seria glaciofluwialna pierwsza (GF1)

Najstarszym odsłaniającym się osadem jest miąższa, ponad 2 m seria piasków czarnych o laminacji nachylonej skrajnie wielkiej skali, której strop zalega około 10 m ponad poziom rzeki. Wznosi się on w kierunku północnym, tj. do lodowca, gdzie poza analizowanym fragmentem zbocza, miąższość tej serii sięga 4–5 m. W jej górnej części występują nieciągłe przewarstwienia szarych piasków gruboziarnistych i żwirów. W kierunku proksymalnym wzrasta w budowie tej serii udział żwirów. Żwiry te progradacyjnie zazębiają się tutaj z warstwami piasku. Określone na podstawie pomiarów kierunki paleoprądów w obrębie tej serii zawierają się w przedziale N 285°–313° (ryc. 2, B). Rozpatrywana seria interpretowana jest jako osad proksymalnej części stożka glaciofluwialnego, deponowanego przez wody odpływające w kierunku marginalnym.

Opisaną serię osadów glaciofluwialnych nadbudowuje warstwa laminowanych żwirów i piasków ciemnoszarych o miąższości około 1 m i o warstwowaniu nachylonym skrajnie wielkiej skali. W stropie tej warstwy, w obrębie laminowanych czarnych piasków, pomiar kierunku spływu wód wskazuje azymut N 336°. Osady te rejestrują końcową fazę aktywnego rozwoju stożka glaciofluwialnego.

Diamikton glacialny pierwszy (DG1)

Na powierzchni kopalnego stożka glaciofluwialnego zalega ciągła warstwa lokalnie warstwowanego, ciemnobrunatno–szarego diamiktonu piaszczystego o miąższości maksymalnie 1,3 m. Jego strop znajduje się na wysokości 12–13 m nad poziomem rzeki. Warstwa ta zapada w kierunku dystalnym pod kątem 4°. W spągu analizowanego diamiktonu, w miejscu jego maksymalnej miąższości, występuje około 15 cm warstwa czarnych piasków o strukturze „glaciomylonitu” z zaburzeniami w postaci wtórnych struktur laminarnych, nad którymi zalega diamikton o miąższości 20–25 cm i charakterze masywnej gliny morenowej z głązikami. Kontakt tych dwóch typów osadów jest ostry i ma charakter glaciodynamiczny. Zaobserwowane struktury załapań i wnikania mają rozciągłość do 0,6 m

i maksymalną miąższość 5–7 cm. Masywna glina morenowa przechodzi ku górze w diamikton glacialny, gliniasty, o złożonej masywno-warstwowej strukturze i miąższości 0,5–0,6 m. Udział procentowy podstawowych grup frakcji: żwir–piasek–mułek–ił w tej glinie jest następujący: 9,3–55,9–28,9–5,9. Na niej zalega laminowany diamikton piaszczysto-żwirowy o miąższości około 0,5 m i następującym udziale procentowym głównych frakcji: 22,6–47,4–24,9–5,1. Pomiary orientacji dłuższych osi klastów w glinie morenowej wykazują dominujący kierunek w sektorze NNE/NE–SSW/SW (40% liczby pomiarów, ryc. 2, B). Analizowany dwudzielny diamikton glacialny interpretowany jest jako lodgement till.

Seria glacyjfluwialna druga (GF2)

W północnej części analizowanego przekroju, powyżej diamiktonu (DG1), odsłania się miąższa (do 4 m) seria żwirowo–piaszczystych osadów glacyjfluwialnych. Ich stosunkowo wyrównany strop zalega na wysokości około 15–16 m ponad poziomem rzeki. Strop ten zapada łagodnie, pod kątem około 3–5°, w kierunku północnym, tj. do lodowca. W środkowej i południowej części przekroju odsłania się jedynie górna część tej serii osadów. W obrębie odsłonięcia jej miąższość jest zróżnicowana i wynosi 4–10 m, a strop ma bardzo nierówny przebieg, o deniwelacjach do 6 m. Zaznacza się w nim wyraźna regularność wyrażona występowaniem kolejnych kopułowych nabrzmiń osadów rozdzielonych obniżeniami. Większość kopuł ma asymetryczny kształt. Ich skłony dystalne nachylone są bardziej stromo niż dłuższe skłony proksymalne. Cała ta seria osadów jest silnie zaburzona glacyjtektonicznie.

W proksymalnej części analizowanego nabrzmienia występują zaburzone glacyjtektonicznie żwiry z kulisowo uszeregowanymi strukturami fałdowymi oliwkowo–brunatnego diamiktonu piaszczystego. Ich wysokość wynosi 1,5–2 m, a wypukłości grzbietów skierowane są do lodowca. Struktury te mogą być interpretowane jako efekt złożonego, dwuetapowego procesu. W pierwszym etapie, w końcowej fazie depozycji osadów glacyjfluwialnych, nastąpiło intrudowanie silnie nawodnionego diamiktonu piaszczystego w nadległe osady żwirowe, w efekcie wywieranego przez nie ciśnienia. W drugim etapie, w fazie nasuwania się lodowca i jego dynamicznego oddziaływania na glacyjfluwialne podłoże, intruzje diamiktonu piaszczystego, o prawdopodobnie pierwotnie pionowym ukierunkowaniu, zostały przemodelowane wraz z całym osadem. Dystalną część tego nabrzmienia budują w całości zaburzone glacyjtektonicznie żwiry i głązy. Osady te tworzą nieregularną strukturę o charakterze tłoku żwirowo–głazowego.

Sąsiednie, bardziej południowe, nabrzmienie ma symetryczny kształt i wysokość względną około 3 m. Budują je warstwowane żwiry i piaski o zachowanej pierwotnej strukturze sedymentacyjnej, poprzecinane uskokami typu normalnego o zrzucie w kierunku zachodnim (ryc. 2, B). Uskoki te powstały najprawdopodobniej w fazie odprężenia osadu po ustąpieniu nacisku statycznego lodowca.

Następne, bardziej południowe nabrzmienie jest najbardziej skrócone. W jego obrębie występują zróżnicowane typy deformacji, tj. od uskoków normalnych o zrzucie w kierunku zachodnim, przez struktury fałdów ciągniętych w centrum, do zespołów uskoków komplementarnych w części dystalnej. Uskoki komplementarne występują w obrębie tłoku żwirowo-głazowego, w którym dominują głązy o średnicy do kilkunastu centymetrów, a największe z nich mają 40–50 cm średnicy.

Ostatnie, skrajnie południowe, najbardziej wyniesione nabrzmienie, sięgające do około 20 m ponad poziom rzeki, ma najbardziej czytelną budowę wewnętrzną. Budują je głównie żwiry i piaski gruboziarniste, warstwowane; w części osiowej i dystalnej ze znacznie większym udziałem grubych żwirów i głązów. W części dystalnej grube żwiry i głązy (maksymalnie o średnicy do 70 cm) tworzą strukturę przewalonego fałdu ze śladami płaszczyn ścięć w części spągowej. Grube żwiry budują również kulminację nabrzmienia. Całość nabrzmienia poprzecinana jest bogatym zespołem różnie ukierunkowanych uskoków komplementarnych. W kulminacji nabrzmienia, na płaszczynach uskoków zapadających na południe, uformowane zostały niewielkie progi uskokowe o zrzucie około 0,5 m. Trajektorja naprężeń sił oddziałujących na osady nabrzmienia określona na podstawie zespołu uskoków komplementarnych wskazuje na przestrzenne zróżnicowanie ich kierunków (ryc. 2, B). W strefie proksymalnej nabrzmienia kierunek naprężenia głównego (σ_1) ma stosunkowo połogie położenie i skierowane jest generalnie z północy z niewielkim odchyleniem w kierunku zachodnim. W centralnej, kulminacyjnej części nabrzmienia, naprężenie główne (σ_1) ma kierunek zbliżony do pionu, zaś w jego części dystalnej ponownie ma położenie zbliżone do poziomego i jest skierowane z północnego wschodu.

Między dwoma ostatnimi nabrzmieniami, w obrębie dzielącego je obniżenia, występują naprzemianległe mułki piaszczyste z piaskiem ciemnobrunatno-oliwkowe i grube żwiry. Układ spągu tych warstw, głównie w dolnej części wypełnienia obniżenia, naśladuje jego zarys.

Całość analizowanych osadów glaciofluwialnych tworzy ciągły horyzont tworzący wyraźnie wyodrębniającą się w przekroju urozmaiconą (kopuły) powierzchnię paleomorfologiczną.

Diamikton glacialny drugi (DG2)

Dwa środkowe z pośród analizowanych nabrzmień, przykrywa ciągła warstwa diamiktonu glacialnego, barwy oliwkowo-brunatnej. W części północnej jest on dwudzielny. Jego dolna część, o maksymalnej miąższości 20–30 cm, jest nieciągła. W części środkowej i dystalnej dwudzielność tę podkreśla cienka warstwa żwirów (około 3–5 cm). Część górną stanowi diamikton glacialny z przewarstwieniami żwirów o miąższości 5–7 cm. W ich sąsiedztwie, na dystalnych skłonach nabrzmień, ma on cechy diamiktonu piaszczystego, laminowanego. Brak ciągłości diamiktonu na powierzchni całego zespołu kopalnych nabrzmień wy-

nika prawdopodobnie z przestrzennego zróżnicowania naprężeń na kontakcie lodowiec/podłoże, które implikuje możliwość bliskiego sąsiedztwa miejsc depozycji glacialnej i erozji osadów subglacialnego podłoża.

Analizowany diamikton interpretowany jest jako deformation till, silnie prze-sycony piaszczysto-żwirowymi osadami bezpośredniego podłoża. Diamikton ten jest litologicznym zapisem aktywnej obecności lodowca, zaburzającego leżące poniżej osady glaciofluwalne.

Seria glacialimniczna (GL)

Dolny człon tej serii budują mułki-piaszczyste rytmicznie warstwowane, oliwkowo-brunatne, o miąższości 1,2–1,3 m, które w spągowej i środkowej części są bardziej mułkowate. Jego strop budują naprzemianległe warstwy piaszczyste (5–8 cm) i mułkowo-piaszczyste (7–10 cm). W północnej części odsłonięcia, między dwoma kolejnymi nabrzmieniami, na granicy środkowej i górnej części tego członu serii, występuje na długości około 10 m soczewa piasków szarych, warstwowanych, z laminami mułków ciemnobrunatnych, o maksymalnej miąższości 0,8 m. W jej obrębie występuje niewielki zespół uskoków normalnych. Powyżej skłonu dystalnego, wspomnianego wcześniej najbardziej symetrycznego nabrzmienia, występują deformacje osadów o charakterze fałdów z płynięcia. Miąższość dolnego członu serii glacialimnicznej maleje w kierunku dystalnym i zanika na proksymalnym skłonie skrajnie południowego nabrzmienia, w linii progowego rozwinięcia jego powierzchni.

Górny człon tej serii budują piaski, mułki piaszczyste i mułki, warstwowane i drobnolaminowane o miąższości od 1,3 m do 3–4,5 m. Miąższość tego członu serii wzrasta w kierunku dystalnym wraz z drobnieniem frakcji osadów. W części północnej odsłonięcia dominują piaski warstwowane ze strukturami zaburzeń typu fałdów ciągnionych. W jego części środkowej przeważają mułki piaszczyste i mułki, drobnolaminowane (laminy 2–10 mm), a w części południowej, w strefie wypełnienia między kolejnymi nabrzmieniami, mułki warstwowane, ciemnobrunatne. W dolnej i środkowej części wypełniania występują soczewki piasków warstwowanych, ciemnoszarych, miejscami z domieszką żwirów. W tym miejscu występują struktury fałdowe o charakterze fałdów ciągnionych, z co najmniej jedną powierzchnią subhoryzontalnego ścięcia. Strop tego członu serii jest w zasadzie wyrównany.

Cała seria interpretowana jest jako osad różnych części jeziora proglacialnego. Piaszczysto-mułkowe osady jeziorne pokryły i wyrównały starszą, urozmaiconą rzeźbę glacialną.

Diamikton glacialny trzeci (DG3)

Powierzchnię zdrumlinizowanej moreny dennej buduje, odsłaniający się częściowo w stropie analizowanego odsłonięcia, diamikton piaszczysto-żwirowy z gładzami, glacialny, ciemnobrunatno-szary w części spągowej warstwowany,

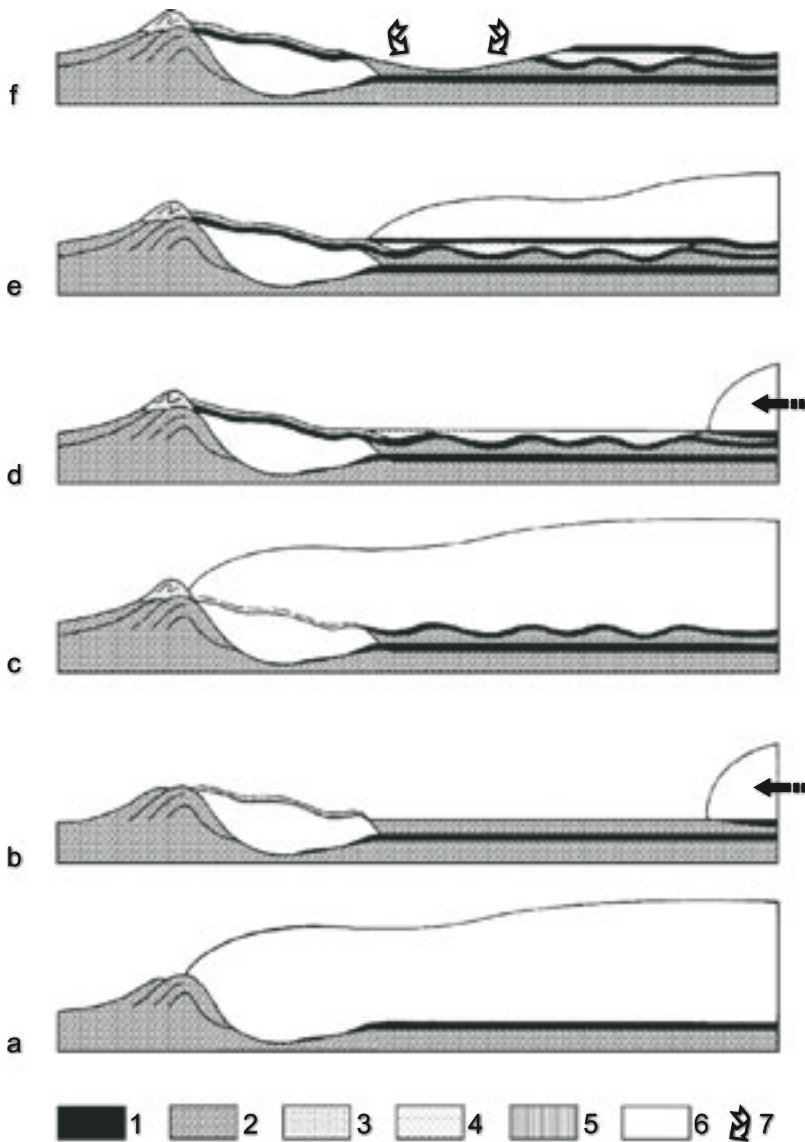
o maksymalnej miąższości około 0,7–1,0 m. Udział procentowy głównych frakcji: żwir–piasek–mułek–ił w tym osadzie jest następujący: 11,1–37,5–42,6–8,8. Pomiar orientacji dłuższych osi klastów wykazuje dominujący kierunek w sektorze NNE/ENE–SSW/WSW, zawierający 40% liczby pomiarów. Słabe, drugorzędne maksimum, położone jest prostopadle do maksimum głównego (ryc. 2, B). Jednocześnie główną orientację charakteryzuje bardzo wyraźne dystalne nachylenie osi dłuższych klastów. Interpretowane jest ono jako wyraz wygasającej tendencji depozycji z nałożenia. Osad ten występuje w północnej i środkowej części analizowanego odsłonięcia, i jest interpretowany jako lodgement till.

Znaczenie paleomorfologiczne analizowanych osadów

Analiza budowy geologicznej w środkowej części obszaru zdrumlinizowanej moreny dennej (ryc. 1), odsłaniającej się częściowo w zachodnim zboczu przełomu dolinnego rzeki Gigju, wskazuje na powtarzające się następstwo środowisk depozycyjnych osadów (ryc. 2, B). Wyrażone jest ono wyraźnie wyodrębniającymi się cyklami sedymentacji wodnolodowcowej i lodowcowej, przedzielonymi dwoma okresami recesji czoła lodowca z tego obszaru. Wskazuje na to międzymorenowa pozycja dwóch wyższych serii osadów wodnolodowcowych (GF2, GL) zalegających pomiędzy pierwszą (najniższą) i trzecią (powierzchniową) serią głacjalną (DG1, DG3) i rozdzielonych serią głacjalną drugą (DG2).

Osady najstarszego cyklu tworzą tzw. pierwsza seria glacjofluwialna (GF1) i przykrywający ją pierwszy diamikton głacjalny (DG1). Strop diamiktonu, jak wspomniano, zalega na wysokości 12–13 m nad poziomem rzeki. Na podobnej wysokości odsłania się dolna część płata martwego lodu, zalegająca na zapleczu moreny czołowej datowanej na koniec XIX w. Ta zbliżona pozycja hipsometryczna diamiktonu pierwszego oraz nie odsłoniętego spągu płata lodowego (ryc. 2, A) wskazuje, że istnieje duże prawdopodobieństwo depozycji pierwszego diamiktonu przez lodowiec, którego część w postaci płata martwego lodu została pozostawiona w miejscu jego maksymalnego zasięgu. Jednocześnie lodowiec ten prawdopodobnie spiętrzył żwirowo–piaszczyste osady swego bezpośredniego przedpola, formując z nich wspomnianą już strukturę antyklinalną.

Osady kolejnego cyklu, deponowane w trakcie i po okresie starszej recesji czoła lodowca, reprezentuje silnie zaburzona glacijotektonicznie seria drugiego glacjofluwialu (GF2), przykryta nieciągłą warstwą drugiego diamiktonu głacjalnego (DG2). Osady tego diamiktonu są litologicznym świadectwem nawrotu lodowca, który zdrumlinizował istniejące tu wcześniej osady glacjofluwialne. Zdrumlinizowana kopalna powierzchnia subgłacjalna, częściowo z pokrywą morenową, zalega na wysokości środkowej części wspomnianego, odsłoniętego płata martwego lodu. Czy pozostawiony płat martwego lodu, może pochodzić z nasunięcia tego lodowca, który spowodował proces drumlinizacji? Sytuację taką wyklucza



Ryc. 3. Model zdarzeń glacialnych kształtujących strefę marginalną Skeidarárjökull w otoczeniu przełomu Gigjukvisl od końca XIX w. do katastrofalnej powodzi lodowcowej z 1996 r. (a-f – objaśnienia w tekście): 1 – diamiktony glacialne, 2 – osady glaciofluwialne, 3 – osady spiętrzonej moreny czołowej, 4 – osady limnoglacialne, 5 – osady ablacyjne, 6 – lód lodowcowy, 7 – erozyjne obniżenie wód roztopowych.

Fig. 3. Model of glacial events forming the marginal zone of Skeidarárjökull in the vicinity of the Gigjukvisl gap from the end of the 19th century to jökulhlaup 1996 (explanation in the text): 1 – glacial diamictos, 2 – glaciofluvial deposits, 3 – thrust end moraine deposits, 4 – limnoglacial deposits, 5 – ablation deposits, 6 – glacial ice, 7 – erosional lowering of melt-waters.

jego prawdopodobny związek ze spiętrzoną moreną czołową nasadzoną na wspomnianą strukturę antyklinalną (ryc. 3: a–c). Lodowe podłoże takiego nasunięcia lodowca mogło powodować jego szybki poślizg o charakterze surge'u i powstanie wspomnianej spiętrzonej moreny czołowej.

Osady ostatniego cyklu są również dwudzielne. Związane są bowiem z depozycją jeziorną, tj. serią glacialimniczną (GL) i glacialną (diamikton glacialny trzeci – DG3). W linii analizowanego przekroju, w fazie nasunięcia lodowca, który zdeponował trzeci diamikton glacialny, nastąpiła jedynie nieznaczna deformacja osadów glacialimnicznych; till fabric osadu morenowego (w DG3 – nachylenie klastów zdecydowanie dystalne) potwierdza również słabsze deformacyjne oddziaływanie lodowca na jego bezpośrednie podłoże w porównaniu z wcześniejszymi nasunięciami lodowca, który zdeponował diamikton glacialny pierwszy (DG1) oraz drugi (DG2). W odróżnieniu od zaburzeń drugiej serii glaciofluwialnej, nie stwierdzono deformacji ich powierzchni. Jednocześnie na zapleczu prezentowanego przekroju, w kierunku zachodnim od ściany odsłonięcia, stwierdzono na powierzchni formy typu drumlinowego, lecz o nieznanym budowie wewnętrznej (ryc. 2, A). Powstaje zatem pytanie, czy formy te są związane z nasunięciem lodowca, który zdeponował trzeci diamikton glacialny (DG3) na serii glacialimnicznej (GL), odsłaniającej się w analizowanym przekroju lub, czy też są to formy starsze, związane z drumlinizacją (ryc. 3, c) powierzchni serii glaciofluwiału drugiego (GF2). W tym przypadku jego kulminacje nie zostałyby przykryte wspomnianą serią glacialimniczną, a jedynie trzecim diamiktonem glacialnym (DG3), który w takiej sytuacji winien zalegać na diamiktonie glacialnym drugim (DG2) lub bezpośrednio na serii glaciofluwiału drugiego (GF2).

Wysokość zalegania stropu serii glacialimnicznej i płata marwego lodu jest zbliżona. Natomiast istnieje znaczna różnica wysokości zalegania ich spągów, tj. około 10 m. Jednocześnie odległość ich występowania nie przekracza 200 m. Można zatem postawić hipotezę, iż martwy lód jest starszy od wspomnianej serii glacialimnicznej (ryc. 3, d). Brak rozpoznania cech i genezy diamiktonu pokrywającego martwy lód, spowodowany brakiem dostępności tego fragmentu przekroju do badań, nie pozwala na stwierdzenie ciągłości diamiktonu trzeciego (DG3) w kierunku dystalnym (ryc. 3, d). W związku z tym powstaje kolejna trudność interpretacyjna, polegająca na ewentualności powiązania ostatniego nasunięcia lodowca, którego efektem jest trzeci diamikton (ryc. 3: e–f), z depozycją osadów na powierzchni płata martwego lodu, a tym samym być może odpowiedzialnego także za powstanie spiętrzonej moreny czołowej, dotychczas datowanej na koniec XIX w.

Wnioski

Na podstawie badań budowy geologicznej części strefy marginalnej Skeidarárjökull, odsłaniającej się w przełomie Gigjukvisl, ograniczonych brakiem bezwzględnego datowania osadów oraz szerszą dostępnością ścian zbocza dla szczegółowego kartowania geologicznego, można wysunąć następujące wnioski:

- w obrębie analizowanego przekroju geologicznego, występują części różniące się budową geologiczną, której zmienność ma odbicie w rzeźbie powierzchni w sąsiedztwie przełomu,
- najistotniejsze zróżnicowanie w tej budowie stanowi zaleganie w południowej części przekroju dużego płata martwego lodu lodowcowego o miąższości, co najmniej kilkunastu metrów,
- w najlepiej rozpoznanej północnej części badanego przekroju geologicznego, odsłaniającego budowę środkowej części zdrumlinizowanej moreny dennej, stwierdzono powtarzające się następstwo środowisk depozycyjnych osadów, wyrażone wyodrębniającymi się cyklami sedymetacji wodnolodowcowej i lodowcowej, które są przedzielone dwoma okresami recesji czoła lodowca z tego obszaru,
- pozycja wysokościowa trzech wyróżnionych serii glacialnych (DG1, DG2, DG3) i rozległego płata martwego lodu pozwala wiązać go wiekowo najprawdopodobniej z najstarszą z nich,
- budowa geologiczna odsłaniająca się w analizowanym przekroju rejestruje jeden proces drumlinizacyjny, któremu podlegały osady związane z drugą serią glaciofluwialną (GF2),
- analiza rzeźby obszaru na zapleczu linii rozpatrywanego przekroju w powiązaniu z odsłaniającą się w nim budową geologiczną dopuszcza ewentualność dwóch procesów drumlinizacji w tym obszarze rozdzielonych recesją lodowca,
- cechy teksturalno–strukturalne analizowanych osadów rejestrują zbliżony kierunek oddziaływania dynamicznego lodowca na swoje podłoże w czasie jego kolejnych nasunięć/pobyków, jednak siła tego oddziaływania była w nich różna,
- budowa geologiczna wspomnianej moreny czołowej jest złożona – jej podłoże stanowią zaburzone antyklinalnie osady glaciofluwialne, związane prawdopodobnie z okresem tego nasunięcia lodowca, którego fragment zachował się w postaci wspomnianego już płata martwego lodu, natomiast kulminację moreny budują glajotektonicznie zaburzone, młodsze osady żwirowo–piaszczyste, związane z późniejszym nasunięciem lodowca na ten obszar, prawdopodobnie o charakterze szarży lodowej (ang. surge), przyspieszonego w końcowej fazie poślizgiem lodowca po powierzchni uprzednio pozostawionego płata martwego lodu (ice on ice),

- datowana dotychczas na koniec XIX w. morena czołowa ma więc nie tylko złożoną budowę geologiczną, lecz również jest zapisem co najmniej dwukrotnego pobytu krawędzi lodowca na linii jej położenia.

Literatura

- Galon, R., 1972: Główne strefy morfogenetyczne przedpola Skeidarárjökull. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr.-Geolog.* 13 (1): 121–130.
- Galon, R., 1973: Geomorphological and geological analysis of the proglacial area of Skeidarárjökull. Central section. *Geographia Polonica* 26: 15–56.
- Geirsdottir, Á., Hardardóttir, J., Eiriksson, J. 1997: The Depositional History of the Younger Dryas–Preboreal Búdi Moraines in South–Central Iceland. *Arctic and Alpine Research* 29 (1): 13–23.
- Hjartarson, Á., Ingólfsson, Ó., 1988: Preboreal Glaciation of Southern Iceland. *Jökull* 38: 1–16.
- Ingólfsson, Ó., 1987: The Late Weichselian glacial geology of the Melabakkar–Ásbakkar coastal cliffs, Borgarfjörður, W–Iceland. *Jökull* 37: 57–80.
- Jewtuchowicz, S., 1971: Współczesna strefa marginalna lodowca Skeidarárjökull na Islandii. *Acta Geographica Lodziensia* 27: 52 s.
- Kozarski, S., Szupryczyński, J., 1978: Formy i osady glacialne na przedpolu lodowca Sidu (Islandia). *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 4: 59 s.
- Krüger, J., 1994: Glacial processes, sediments, landforms, and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Iceland. *Folia Geographica Danica* 21: 233 s.
- Molewski, P., Olszewski, A., 2000: Sedimentology of the deposits and their pleomorphological significance in the Gigjukvisl river gap, marginal zone of the Skeidarárjökull, Iceland. *Polish Polar Studies, XXVII Polar Symposium*: 235–258.
- Sigurvinsson, J.R., 1983: Weichselian Glacial Lake Deposits in the Highlands of North–Western Iceland. *Jökull* 33: 99–109.
- Wiśniewski, E., Andrzejewski, L., Molewski P., 1997: Fluctuations of the snout of Skeidarárjökull in Iceland in the last 100 years and some of their consequences in the central part of its forefield. *Landform Analysis* 1: 73–78.

Strefa marginalna lodowca Fláa – wiek moren, próba zastosowania lichenometrii

Marginal zone of Fláajökull – age of moraines, use of lichenometry



Stanowisko/Site 9

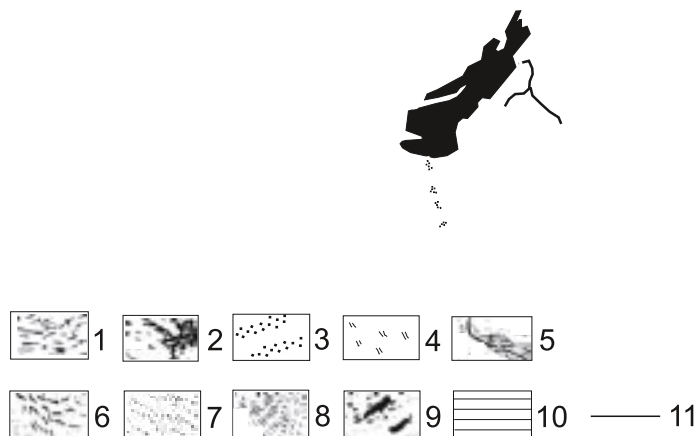
Abstract: New lichenometric measurements performed on moraine ridges of Fláajökull demonstrate the difficulty in assessing lichen growth rate depending on its paraglacial environment and climatic fluctuations. Lichens measured on the Fláajökull moraines do not much precisely any of the previously published growth curves. The glacier has retreated over 1500 m from its maximum position during the Little Ice Age (LIA) and the oldest moraine ridge was abandoned in 1894 (fig. 3). The recession was interrupted by longer advances or still-stands between 1903 and 1925 where moraines II, III and IV were deposited. Ridges V and VI were probably created in the late Pleistocene and were just overridden in LIA without significant remodelling. During the last two decades of the 20th century the glacier had both advances and still-stands which built-up youngest moraine ridge (VII). There is a clear correlation between the overall rate of the retreat of Fláajökull and 20th century climatic fluctuations.

Wprowadzenie

Lodowiec Fláa wypływa z czapy lodowej Vatna w kierunku południowo-wschodnim. Długość lodowca wynosi około 15 km, a średnia szerokość 2,5 km. Strefa marginalna tego lodowca została wykształcona wskutek jego recesji w ciągu XX w. na nadmorskiej platformie abrazyjnej. Wysokość strefy wynosi od 55 m n.p.m. do 80 m n.p.m. (Dąbski i in., 1998). Czoło lodowca dzieli się na dwa loby: wschodni i zachodni. Lob wschodni, o szerokości czoła około 1,5 km, wykształcił szereg wyraźnych wałów morenowych. Lob zachodni obecnie przewiesza się przez próg skalny, nie dochodzi do platformy abrazyjnej i nie wykształcił wyraźnych wałów morenowych. Cała strefa marginalna lodowca Fláa graniczy od zachodu z morenami lodowców Heinabergs i Skálafells świadcząc o wcześniejszym istnieniu jednego lodowca piedmontowego. Odległość od czoła lodowca (lobu wschodniego) do najstarszego wału morenowego wynosi około 1,5 km, natomiast długość najstarszego wału to około 5,5 km. W obrębie strefy marginalnej można wyróżnić siedem wałów (ryc. 1), które w części zewnętrznej stanowią moreny czołowe (wały I, II, III i IV – ryc. 3). Część wewnętrzna (V i VI wał) zbudowana

A

B



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny strefy marginalnej lodowca Fláa opracowany na podstawie analizy stereoskopowej pary zdjęć lotniczych z 1989 r.: A – sytuacja z 1989 r., B – uproszczona sytuacja po wiosnie 2001 r.; 1 – szczeliny na powierzchni lodowca, 2 – powierzchnia lodu pokryta materiałem supraglacialnym, 3 – wały morenowe, 4 – morena denna, 5 – współczesne koryta rzek, 6 – dawne szlaki odpływu proglacialnego, 7 – dawne ślady odpływu na sandrze, 8 – stożki napływowe, 9 – jeziora, 10 – wychodnie skał podłoża, 11 – profil *Hólmsárgarð* wzdłuż którego przeprowadzono badania.

Fig. 1. Geomorphological sketch of Fláajökull marginal zone based on a stereoscopic pair of aerial photographs from 1989: A – situation from 1989, B – simplified situation after spring 2001; 1 – crevasses on glacier surface, 2 – glacier surface covered supraglacial debris, 3 – moraine ridges, 4 – ground moraine, 5 – channels of current rivers, 6 – abandoned beds of proglacial outflow, 7 – former traces of sandur outflow, 8 – alluvial cones, 9 – lakes, 10 – outcrops of bedrock, 11 – *Hólmsárgarð* profile along which the research was conducted.

jest głównie z moreny dennej przykrywającej dawne wały moreny czołowej (Snorrason, 1984). Martwy lód został zaobserwowany tylko w obrębie najmłodszego wału morenowego (VII), jednakże można sądzić, że występuje on także zagrzebany na większych głębokościach w najstarszych wałach morenowych (Jewtucho-wicz, 1971).

Wiek moren

Na temat czasu powstania strefy marginalnej lodowca Fláa wypowiedali się Jaksch (1975), Snorrason (1984) oraz Evans i in. (1999), jednakże do niedawna nie było jasności, co do czasu utworzenia poszczególnych wałów morenowych.

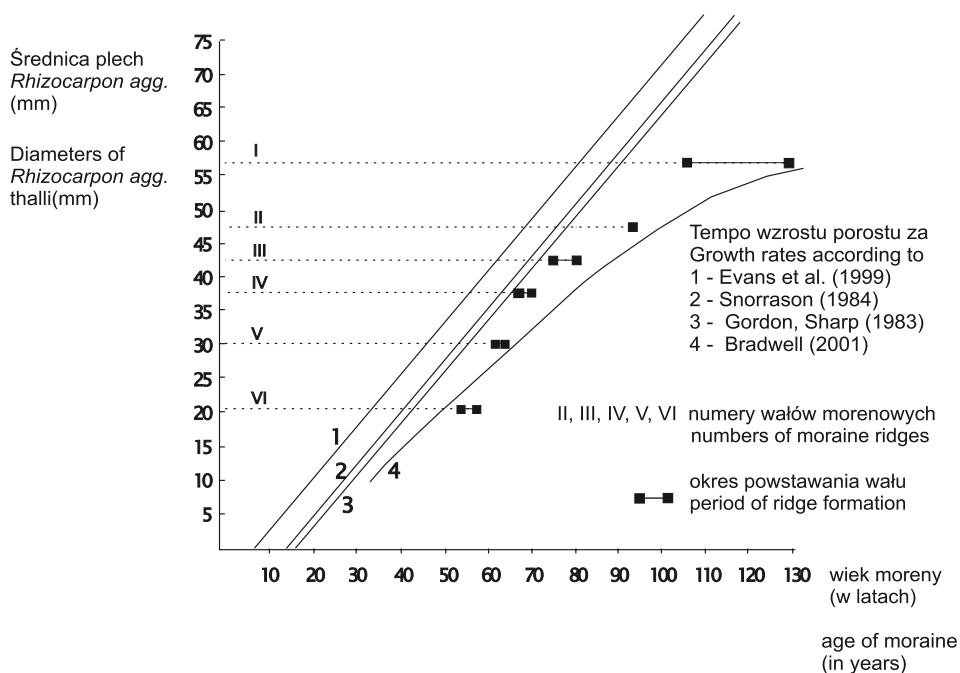
W celu uściślenia informacji o wieku moren posłużono się możliwie wieloma danymi pochodzącymi z różnych źródeł (Dąbski, 2002):

1. Pomiary położenia czoła lodowca wzdłuż profilu *Hólmsárgarð* prowadzone są regularnie od 1934 r. Wyniki pomiarów udostępnione są przez Icelandic Glaciological Society i publikowane w czasopiśmie „Jökull”.
2. Porównanie zdjęcia lotniczego z 1989 r. z mapą w skali 1: 50 000 sporządzoną przez American Map Service (1949) na podstawie zdjęć lotniczych z 1946 r.
3. Dodatkowe dane z pomiarów glaciologicznych oraz historyczne doniesienia dotyczące wahanias czoła lodowca Fláa opublikowane przez Ahlmana i Thorarinssona (1937), Thorarinssona (1943) oraz Dentona (1975).
4. Pomiary lichenometryczne wykonane przez Dąbskiego w roku 2000 (Dąbski, 2002).
5. Dodatkowe informacje dotyczące zmian położenia czoł sąsiednich lodowców i pomiarów lichenometrycznych (Bradwell, 2001; Gordon, Sharp, 1983; Kirkbridge, Dugmore, 2001; Snorrason, 1984; Maizels, Dugmore, 1985; Thompson, Jones, 1986; Thomson, 1988; Evans i in., 1999).
6. Dane dotyczące zmian klimatu na Islandii (Einarsson, 1993; Gudmundsson, 1997).

Do pomiarów lichenometrycznych (Dąbski, 2002) wykorzystano plechy porostu z gatunku *Rhizocarpon agg.* (Beschel, 1950). Pomiary wykonano w 10 różnowiekowych polach na powierzchni moreny wzdłuż profilu *Hólmsárgarð* (nazwa nadana przez Islandzkie Towarzystwo Glaciologiczne; profil zaznaczono na ryc. 1, A). Każde z analizowanych pól miało kształt pasa o długości około 300 m ciągnącego się wzdłuż osi wałów, prostopadle do kierunku ruchu lodowca i położone było na grzbietach wałów oraz w obniżeniach między nimi. Na każdym polu mierzono po 100 największych porostów o plechach zbliżonych do okręgu. Mierzono średnice okręgów opisanych na plechach. Jako wielkość reprezentacyjną porostów na danym polu użyto średnią średnicę 5 największych plech spośród stu pomierzonych (Evans i in., 1999).

Do oszacowania wieku powierzchni, na której występują porosty, kluczowe jest poznanie tempa rozrostu plech w danym miejscu. Posłużono się krzywymi opracowanymi przez Gordona i Sharpa (1983), Snorrasona (1984), Evansa i in. (1999) oraz Bradwella (2001). Istnieje jednak brak zgodności pomiędzy tymi krzywymi (ryc. 2).

Dąbski (2002) wykonał pomiary lichenometryczne w roku 2000, odniósł je do wieku moren (oszacowanego na podstawie różnych źródeł) i skonfrontował z publikowanymi krzywymi tempa wzrostu porostów *Rhizocarpon agg.* Otrzymane wyniki potwierdzają jedynie krzywą otrzymaną przez Bradwella (2001) dla młodszych moren (V i VI). Dla starszych moren istnieje znacząca niezgodność. Najpewniejsze daty odnoszą się do wałów V i VI, gdyż przypadają one już na okres systematycznych pomiarów glaciologicznych. Jeżeli wiek wałów II, III



Ryc. 2. Średnice porostów odniesione do wieku moren wynikające z danych glaciologicznych, kartograficznych i historycznych na tle linii przedstawiających tempo wzrostu porostu *Rhizocarpon agg.*

Fig. 2. *Rhizocarpon agg.* diameters measured on each of the moraine ridges (I – VI) and plotted against age of the moraine surface evaluated based on glaciological, cartographical and historical data. Curves show thalli growth rates based on different authors.

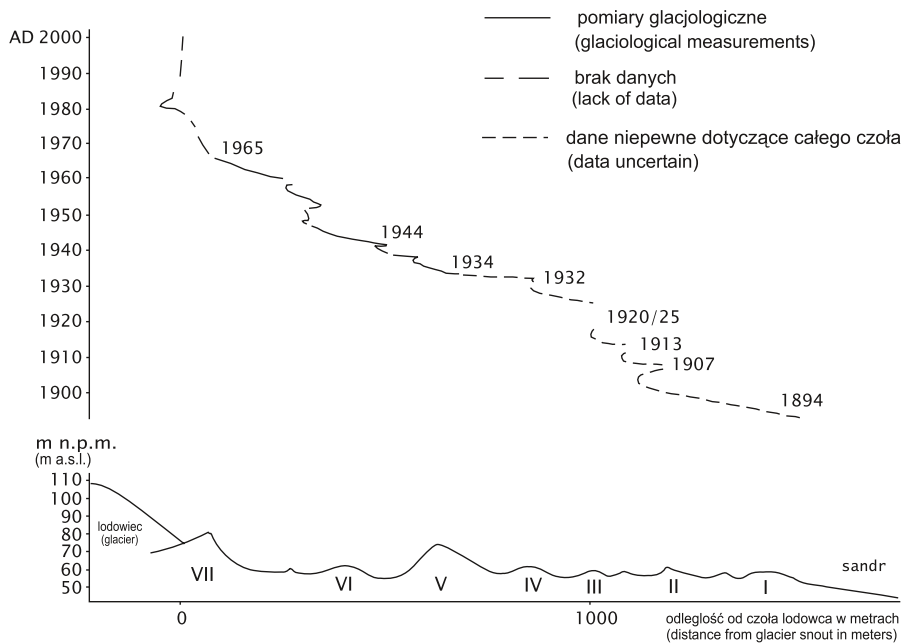
i IV jest w rzeczywistości około 10 lat starszy niż wynika to z danych kartograficznych i historycznych, wtedy pomiary lichenometryczne wykonane przez autora potwierdzałyby krzywą Bradwella (2001) w pełni (ryc. 2, krzywa nr 4). Mogłoby to być argumentem podważającym dane kartograficzne i historyczne, jednakże dla wałów III i IV pomiary lichenometryczne korelują z kolei z danymi Gordona i Sharpa (1983) (ryc. 2, prosta nr 3). Najmniejsza zgodność występuje pomiędzy pomiarami lichenometrycznymi autora a tempem wzrostu plech *Rhizocarpon agg* opracowanym przez Evansa i in. (1999) (ryc. 2, prosta nr 1).

Pełna dyskusja nad stosowaniem metody lichenometrycznej na morenach lodowca Fláa została opublikowana przez Dąbskiego (2002). Poniżej przedstawione są tylko wybrane zagadnienia.

Evans i in. (1999) zastosowali okres opóźnienia kolonizacji porostów 6,5 lat (czas jaki musi minąć od momentu zdeponowania osadu do momentu wkroczenia porostów). Wartość ta jest przez nich zastosowana dla liniowego tempa rozwoju porostów na morenach wszystkich lodowców wypływających na południe

z czapy Vatnajökull, co jest zbyt dużym uproszczeniem. Snorrason (1984) dla moren lodowca Fláa zastosował znacznie dłuższy okres opóźnienia kolonizacyjnego, tj. 12 lat. Gordon i Sharp (1983) dla lodowca Skalafells stosowali okres 15 lat, tłumacząc to obecnością brył martwego lodu zagrzebanych w najmłodszym wale morenowym. Wytapiający się lód przez długi czas powoduje niestabilność powierzchni moreny, co uniemożliwia rozwój porostów. Najmłodszy wał morenowy lodowca Fláa (VII) ma w sobie wiele brył martwego lodu i być może należy wydłużyć dodatkowo okres opóźnienia kolonizacyjnego.

Podsumowując, stwierdza się, że należy zachować daleko posuniętą ostrożność przy stosowaniu metody lichenometrycznej dla datowania powierzchni wałów morenowych lodowca Fláa. Metoda lichenometryczna zastosowana do wałów morenowych może odmładzać je o około 15 lat. Przyczyną takiej rozbieżności może być przyjęcie zbyt szybkiego tempa wzrostu porostów na wałach morenowych. Należy także wziąć pod uwagę prawdopodobieństwo zmieniającego się w czasie tempa rozrostu porostów *Rhizocarpon agg. (geographicum i alpicola)*. Metoda lichenometryczna daje możliwość orientacyjnego oszacowania wieku moren, a także pozwala otrzymać informacje o minimalnym wieku stabilizacji form sortowania powierzchniowego (gruntów strukturalnych).



Ryc. 3. Tempo recesji lodowca Fláa i profil hipsometryczny strefy marginalnej wzdłuż profilu Hólmsárgarđ.

Fig. 3. Recession of Fláajökull and hypsometric profile of the marginal zone along the Hólmsárgarđ.

W wyniku przeprowadzonych badań nad czasem depozycji moren lodowca Fláa wykreślono tempo recesji czoła tego lodowca (ryc. 3). Cofnęło się ono o ponad 1500 m od końca Małej Epoki Lodowej, a depozycja osadów najstarszej moreny czołowej (wał I) została zakończona w 1894. Recesja była przerwana transgresjami i stagnacjami czoła w okresie 1903–1925, kiedy powstały wały moren czołowych: II, III i IV. Wały V i VI zostały prawdopodobnie utworzone w schyłkowym okresie plejstocenu (Snorrason, 1984) i podczas Małej Epoki Lodowej zostały pokryte płaszczem moreny dennej bez znacznego ich przemodelowania. Ostatnie dwie dekady XX w. charakteryzują się stagnacją czoła lub krótkimi transgresjami, które nadbudowały proksymalną stronę VII wału morenowego. Obserwuje się dobrą korelację pomiędzy zmianami zasięgu lodowca, a zmianami klimatycznymi.

Literatura

- Ahlmann, H.W., Thorarinsson, S., 1937: Previous investigations of Vatnajökull, Marginal oscillations of its Outlet-Glaciers and General Description of its Morphology. *Geografiska Annaler* 19 (3–4): 176–211.
- Beschel, R.E., 1950: Flechen als Altersmasstab rezenter Moränen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 1: 152–161.
- Bradwell, T., 2001: A new lichenometric dating curve for southeast Iceland. *Geografiska Annaler* 83 A (3): 91–101.
- Dąbski, M., 2002: Dating of the Fláajökull moraine ridges, SE – Iceland; comparison of the glaciological, cartographic and lichenometrical data. *Jökull* 51: 17–24.
- Dąbski, M., Fabiszewski, B., Pękalska, A., 1998: Marginal zone of Fláajökull (Iceland). Initial result of research. *Miscellanea Geographica* 8: 47–54.
- Denton, G.H., 1975: Glaciers in Iceland. W: W.O. Field (Red.) *Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere*. Corps of Engineers, US Army, 2: 834 – 864.
- Einarsson, M.Á., 1993: Temperature Conditions in Iceland and the Eastern North-Atlantic Region, Based on Observations 1901–1990. *Jökull* 43: 1–13.
- Evans, D.J.A., Archer S., Wilson, D.J.H., 1999: A comparison of the lichenometric and Smidt hammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews* 18: 13–41.
- Gordon, J.E., Sharp, M., 1983: Lichenometry in dating recent glacial landforms and deposits, southern Iceland. *Boreas* 12 (3): 191–200.
- Gudmundsson, H.J., 1997: A Review of the Holocene Environmental History of Iceland. *Quaternary Science Reviews* 16: 81–92.
- Jaksch, K., 1975: Das Gletschervorfeld des Solheimajökull. *Jökull* 25: 34–38.
- Jewtuchowicz, S., 1971: Współczesna strefa marginalna lodowca Skeidararjökull na Islandii. *Acta Geographica Lodziensia* 27: 52 s.

- Kirkbridge, M.P., Dugmore, A.J., 2001: Can lichenometry be used to date the „Little Ice Age” Glacier Maximum in Iceland? *Climatic Change* 48: 151–167.
- Maizels, J.K., Dugmore, A.J., 1985: Lichenometric and Tephrochronology of Sandur Deposits, Sólheimajökull Area, southern Iceland. *Jökull* 35: 69–78.
- Snorrason, S., 1984: *Mýrarjökklar og Vatnsdalur*. Cand Real theses, University of Oslo, niepublikowane: 115 s.
- Thompson, A., 1988: Historical Development of the Proglacial Landforms of Svínafellsjökull and Skaftafellsjökull, Southeast Iceland. *Jökull* 38: 17–30.
- Thompson, A., Jones A., 1986: Rates and causes of proglacial river terrace formation in southeast Iceland: an application of lichenometric dating techniques. *Boreas* 15 (3): 231–246.
- Thorarinsson, S., 1943: Oscillations of the Icelandic Glaciers in the last 250 years. Vatnajökull, Scientific Results of the Swedish–Icelandic Investigation 1937–38–39, *Geografiska Annaler* 25 (1–2): 1–54.

Grunty strukturalne i inne formy sortowania powierzchniowego w strefie marginalnej lodowca Fláa

Patterned grounds and other forms of superficial sorting
in marginal zone of Fláajökull



Stanowisko/Site 10

Abstract: Forms of superficial sorting of periglacial and paraglacial character occur on tills deposited since the end of 19th century by Fláajökull glacier in SE Iceland. Among periglacial forms small-scale nets and stripes are the best example of patterned grounds. The nets have mesh diameters of 20–120 cm and depth of sorting of about 10 cm. In some places till fabric analysis indicates up-freezing of stones. Granulometric analysis indicate slightly better frost-susceptibility of the till matrix within centres of sorted nets compared with matrix from beneath coarse boulders. The forms appear to be active since they are not covered with vegetation and developed both on old and young moraine surfaces. Another manifestation of periglacial processes are boulder-cored frost boils. They are composed of a central boulder which apparently up-freezes, induces inclination of freezing plane and migration of pebbles toward its lower surface. Paraglacial origin possess stone-filled furrows and local accumulation of stones. The stone-filled furrows are composed of stones (pebbles and cobbles) accumulated within linear furrows several meters long, 30–120 cm wide and 30–40 cm deep. The stones are usually oriented parallel to the furrow and often vertical. The furrows run along local depressions or traverse slopes within old terminal moraine ridges. The local accumulation of stones are composed of cobbles sitting in 0.5 m deep depressions in till matrix. Paraglacial forms are induced by mass movements acting on freshly deposited moraines and are now thought to be relatively inactive.

Wprowadzenie

Pomimo wielkiej liczby prac dotyczących gruntów strukturalnych istnieje bardzo niewiele opracowań dotyczących rozwoju tych form w obrębie młodych stref marginalnych powstałych wskutek deglacjacji po Małej Epoce Lodowej. Prace takie dają szansę dokładnego określenia tempa rozwoju form sortowanych, jeżeli znany jest wiek moren czołowych. Nieliczne prace poświęcone temu zagadnieniu napisali: Ballantyne i Matthews (1982, 1983), Harris i Matthews (1984)

oraz Matthews i in. (1998). Opisałi oni formy sortowanych poligonów, pierścieni i pasów wytworzonych na morenach lodowców w górach Jotunheimen w Norwegii. Spośród prac poświęconych gruntom strukturalnym rozwiniętych na morenach islandzkich należy wymienić pracę Czerwińskiego (1973) dotyczącą pierścieni kamienistych w strefie marginalnej lodowca Breidamerkur oraz Krügera (1994), który zauważa sortowane poligony mrozowe w strefie marginalnej lodowca Mýrdals. Prace te stanowią rzadkie przykłady zwrócenia uwagi na formy grunty strukturalnych rozwiniętych w obrębie młodych glin zwałowych. Moreny lodowca Fláa stanowią obszar zainteresowań peryglacialnych geografów z ośrodka warszawskiego (Dąbski, Gryglewicz, 1998; Dąbski, 2004a, 2004b, 2005).

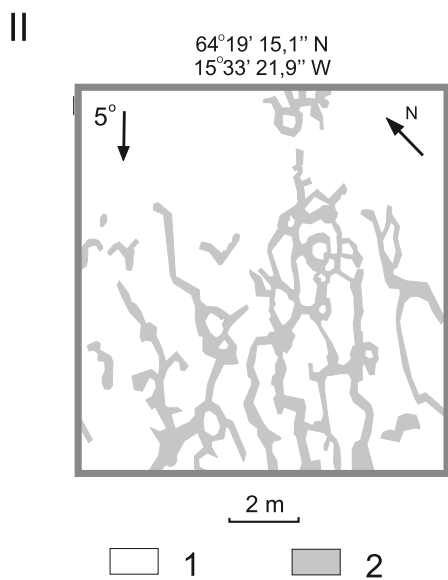
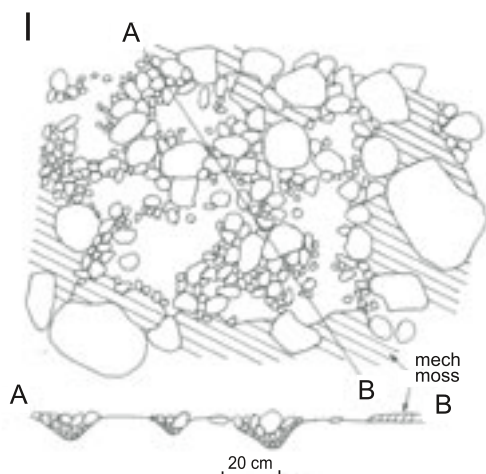
Formy sortowania powierzchniowego

Na powierzchni moreny czołowej i dennej zarejestrowano formy sortowania powierzchniowego o charakterze peryglacialnym (sieci i pasy małej skali, guzy mrozowe) oraz o charakterze paraglacialnym (sieci dużej skali – bruzdy kamieniste, punktowe głazowiska).

Sieci i pasy małej skali

Formy te występują zazwyczaj na spłaszczeniach stokowych w obrębie starszych wałów morenowych, lecz spotyka się je także ma młodej morenie dennej. Ryc. 1, część I, przedstawia typowy dla moren lodowca Fláa zespół komórek sortowanych małej skali. Sieci te wykształcone zostały na spłaszczeniu stokowym w obrębie II wału morenowego (*vide* Dąbski i in., stanowisko 9 w tym tomie), na powierzchni o wieku około 93 lat (w odniesieniu do 2000 r.). Powierzchnia rozsortowana jest wolna od pokrycia mchem, co świadczy o współczesnej aktywności sortowania. Głaziki i żwir wypełniają koliste, rynnowate zagłębienia o głębokości około 10 cm. Najdłuższe osie głazików ułożone są chaotycznie. Średnica wewnętrzna komórek sortowanych wynosi zwykle około 20 cm. W większości przypadków skład mechaniczny matriksu morenowego charakteryzuje się tym, że osad z centrum komórki jest wzbogacony we frakcję pylastą (a zatem jest bardziej podatny na pęcznienie mrozowe) w porównaniu z osadem, na którym wykształciła się gruboziarnista granica komórki. Krzywe kumulacyjne obu osadów spełniają kryterium wysadzinowości Beskova (1935). Analiza struktury osadu (ang. *till fabric*) budującego wewnątrz komórki wykazuje miejscami słabą tendencję ułożenie najdłuższych osi głazików prostopadle do jej zewnętrznych ścianek. Może to świadczyć o procesie bocznego pęcznienia i wymarzenia kamieni.

Ryc. 1, część II, przedstawia dobrze rozwinięty zespół komórek sieci (średnica do 120 cm) i pasów sortowanych małej skali na lekko nachylonej powierzchni dystalnej strony III wału morenowego (wiek około 85 lat). Ułożenie głazików wy-



Ryc. 1. I – sieci sortowane małej skali, wiek powierzchni około 93 lat (w odniesieniu do 2000 r.); II – sieci i pasy sortowane małej skali, wiek powierzchni około 85 lat; 1 – matriks morenowy, 2 – kamienie i żwiry.

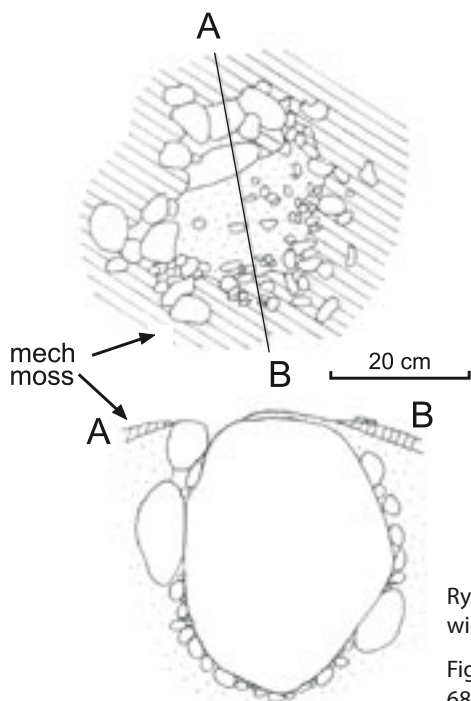
Fig. 1. I – small-scale sorted nets, surface age about 93 years (in relation to year 2000); II – small-scale sorted nets and stripes, surface age about 85 years; 1 – till matrix, 2 – stones and gravels.

kazuje brak ukierunkowania. Nachylenie stoku powoduje działanie procesu soliflukcji, rozrywanie zamkniętych komórek i ich zamianę w sortowane pasy. Proces ten nie zapisuje się w ułożeniu głazików.

Formy tego typu występują zarówno w obrębie moren starszych (czołowych) jak i młodszych (dennych). Czas ich rozwoju jest stosunkowo krótki – do kilku lat. Procesem inicjującym powstawanie sieci małej skali pochodzenia mrozowego na przedpolu lodowca Flåa jest najprawdopodobniej lód włóknisty, co uwarunkowane jest częstym i płytkim przemarzaniem gruntu przy jego silnym nawilgoceciu, zgodnie z mechanizmem opisanym przez Ballantyne (1996).

Guzy mrozowe

Guz mrozowy buduje duży wymarzający głaz otoczony przy powierzchni pierścieniem z drobniejszych głazików. Miejscami centralny głaz przykryty jest czapką osadu drobnoziarnistego i stanowi tym samym formę punktowego nabrzmienia powierzchni gruntu. Termin guz mrozowy z centralnym głazem (ang. *boulder-cored frost boil*) stosuje się za słownikiem Van Everdingena (1998) oraz publikacją Harrisa i Matthews (1984). Formy tego typu były przedmiotem szczególnego zainteresowania Gryglewicza (1999).



Ryc. 2. Guz mrozowy z centralnym głazem, wiek powierzchni około 68 lat (w odniesieniu do 2000 r.).

Fig. 2. Boulder-cored frost boil, surface age about 68 years (in relation to year 2000).

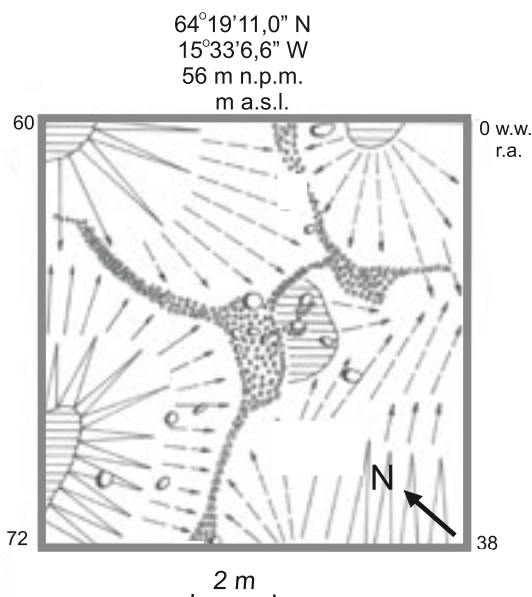
Analiza guza mrozowego przedstawiona na ryc. 2, wykształconego na 68 letniej morenie, wykazała istnienie gniazdowego otoczenia centralnego pionowego głazu drobniejszymi kamieniami. Krzywe uziarnienia pobranych próbek osadu spod centralnych głazów mieszczą się w limicie wysadzinowości Beskowa (1935).

W niektórych miejscach spotyka się formy punktowych nabrzmień powierzchni gruntu bez widocznego na niej centralnego głazu, jednak analiza przekroju formy dowodzi występowania głazu na niedużej głębokości. Uważa się, że jest to początkowe stadium rozwoju guzów mrozowych. Wydaje się, że guzy mrozowe powstają wskutek wymarzania centralnego głazu, który powoduje ugięcie frontu zamarzania i, z czasem, migrację do jego powierzchni mniejszych głazi-

ków (Harris, Matthews, 1984). Płytkie pęcznienie mrozowe i wymarzenie kamieni uwarunkowane jest klimatem SE Islandii. Charakteryzuje się on dużą liczbą dni przymrozkowych (88 w roku), niewielkimi dobowymi amplitudami temperatury powietrza (około 5°C), nieciągłą pokrywą śnieżną (pełna pokrywa śnieżna występuje zaledwie przez 49 dni w roku) oraz wysokimi opadami (1474 mm). Powyższe dane pochodzą ze stacji Holar i Hornafirdi oddalonych o około 15 km na SE od przedpola lodowca Fláa. Obecność lodowca wypływającego z czapy lodowej Vatna, co sprzyja katabatycznym splywom chłodnego powietrza, wpływa na dodatkowe ochłodzenie moren i przyczynia się do rozwoju form mrozowych.

Sieci dużej skali – bruzdy kamieniste

Formy te tworzą stosunkowo głęboko zanurzone w matriksie moreny linijne nagromadzenia głazów, które najczęściej przebiegają w osiach lokalnych zagłębień lub ukośnie trawersują stok w obrębie starszych moren. Bruzdy kamieniste nie zaliczają się do gruntów strukturalnych, gdyż zwykle nie tworzą zamkniętych komórek sieci i nie tworzą regularnych i powtarzających się wzorów na powierzchni gruntu. Długość bruzd (ryc. 3) wynosi miejscami ponad 10 m, szerokość od 30 do 120 cm (w miejscach schodzenia się bruzd). Głębokość zalegania głazów w matriksie moreny wynosi 30–40 cm. Ułożenie głazów (średnicy od 3 cm do 30 cm) wskazuje na ich wyraźne ukierunkowanie równoległe do osi formy, przy dużym udziale głazów pionowych. W miejscu schodzenia się bruzd głazy wykazują ułożenie chaotyczne.



Ryc. 3. Sieci dużej skali – bruzdy kamieniste, wiek powierzchni 93–106 lat (w odniesieniu do 2000 r.).

Fig. 3. Large-scale nets – stone filled furrows, surface age 93–106 years (in relation to year 2000).

w.w. - wysokość względna w cm
r.a. - relative altitude in cm

Na powierzchni głazów stanowiących bruzdy kamieniste występują plechy porostu z gatunku *Rhizocarpon agg.* w liczbie umożliwiającej wykonanie analizy lichenometrycznej. Pozwala ona oszacować czas stabilizacji form sortowania powierzchniowego. Średnia średnica stu największych plech *Rhizocarpon agg.* na bruzdach kamienistych występujących na morenie zdeponowanej ponad 100 lat temu (I wał morenowy) wynosi 52 mm i jest o 8,6 mm mniejsza niż odpowiednia średnica plech występujących na tej samej powierzchni bez form sortowania. Przyjmując umiarkowane jak na SE Islandię tempo wzrostu porostów 0,56 mm/rok otrzymujemy około 15 lat różnicy. Zatem formy te należałoby uznać za reliktowe, ustabilizowane w około 15 lat po zdeponowaniu osadu. Czoło lodowca było już wówczas oddalone o około 250 m od tego miejsca, co przyczyniło się do podwyższenia temperatury w stosunku do warunków wcześniejszych (bliskiego kontaktu lodowego), osuszenia osadu morenowego i jego większej stabilizacji.

Punktowe głazowiska

Punktowe głazowiska stanowią nagromadzenia głazów wypełniających zagłębienie w glinie zwałowej o głębokości do 0,5 m. Formy te wykształcone są w lokalnych zagłębieniach lub na spłaszczeniach stokowych. Głazy zalegają najczęściej najdłuższymi osiami równoległe do stromo nachylonych bocznych ścianek zagłębień lub pionowo, co może świadczyć o procesie ześlizgiwania się głazów do zagłębienia oraz wymarzania.

Powstanie bruzd kamienistych i punktowych głazowisk zainicjowane było procesami paraglacialnymi związanymi z niestabilnością stoków i grawitacyjnym przemieszczaniem się głazów po stokach. Charakteru peryglacialnego formy te mogą nabrać dopiero w końcowej fazie rozwoju wskutek działania soliflukcji i ewentualnego wymarzania kamieni pod bruzdami. Formy te najlepiej wykształcone są w obrębie moren starszych, gdzie nakładają się na siebie trzy czynniki: długi czas oddziaływania procesów sortowania, czołowo-morenowy charakter wałów (pierwotnie większe nachylenia stoków, obecność brył martwego lodu) oraz długi czas bliskiej obecności czoła lodowca, które powodowało lepsze uwilgotnienie osadu oraz niższe temperatury.

Literatura

- Ballantyne, C.K., 1996: Formation of Miniature Sorted Patterns by Shallow Ground Freezing: a Field Experiment. *Permafrost and Periglacial Processes* 7: 409–424.
- Ballantyne, C.K., Matthews, J.A., 1982: The Development of Sorted Circles on Recently Deglaciated Terrain, Jotunheimen, Norway. *Arctic and Alpine Research* 14 (4): 341–354.
- Ballantyne, C.K., Matthews, J.A., 1983: Dessication Cracking and Sorted Polygon Development, Jotunheimen, Norway. *Arctic and Alpine Research* 15 (3): 339–349.
- Beskow, G., 1935: Tjälbildningen och tjällyftningen með särskild hänsyn till vägar och järnvägar. *S. Geol. U., ser. C: 375 s.*
- Czerwiński, J., 1973: Niektóre elementy mikroreliefu na przedpolu Breidamerkjökull (Islandia) i zagadnienie „fluted moraine”. *Czasopismo Geograficzne XLIV (2): 305–314.*
- Dąbski, M., 2004a: Sortowane grunty strukturalne w strefach marginalnych lodowców Fláa (SE Islandia) i Elizy (NW Spitsbergen). *Dokumentacja Geograficzna* 31, IGiPZ PAN, Warszawa: 35–37.
- Dąbski, M., 2004b: Aktywne formy sortowania mrozowego w strefie marginalnej lodowca Fláa (SE Islandia). *Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia: 69 – 80.*
- Dąbski, M., 2005: Sorted patterned grounds in marginal zones of Fláajökull (SE Iceland) and Elisebreen (NW Spitsbergen). W: S. Etienne (Red.) *Shifting lands. New Insights into Periglacial Geomorphology. ESF–Sediflux Network, Second Conference, Clermont–Ferrand, 20–22 January, 2005: 85–86.*
- Dąbski, M., Gryglewicz, E., 1998: Selected forms of frost sorting in the marginal zone of Fláajökull (Iceland). *Biuletyn Peryglacjalny* 37: 19–34.
- Gryglewicz, E., 1999: Wybrane formy sortowania powierzchniowego w strefie marginalnej lodowca Fáajökull (Islandia) ze szczególnym uwzględnieniem form punktowych. *Maszynopis pracy magisterskiej. Międzywydziałowe Studia Ochrony Środowiska UW: 95 s.*
- Harris, C., Matthews, J.A., 1984: Some Observations on Boulder–cored Frost Boils. *The Geographical Journal* 150 (1): 63–73.
- Krüger, J., 1994: Glacial processes, sediments, landforms, and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Iceland. *Folia Geographica Danica, XXI, Esbjerg: 233 s.*
- Matthews, J.A., Shakesby, R.A., Berrisford, M.S., McEwen, L.J., 1998: Periglacial Patterned Ground on the Styggedalsbreen Glacier Foreland, Jotunheimen, South Norway: Micro–Topographic, Paraglacial and Geocological Controls. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 147–166.
- Van Everdingen, R.O., 1998: Multi–Language Glossary of Permafrost and Related Ground–Ice Terms. *International Permafrost Association, Calgary.*

Piotr Angiel, Krzysztof Borkowski, Dorota Gariat, Ewa Smolska, Piotr Szwarczewski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

Szlak sandrowy Fláajökull – wskaźnikowe cechy sedymologiczne dynamiki środowiska

Fláajökull outwash plain – indicatory sedimentological features
of depositional environment dynamics

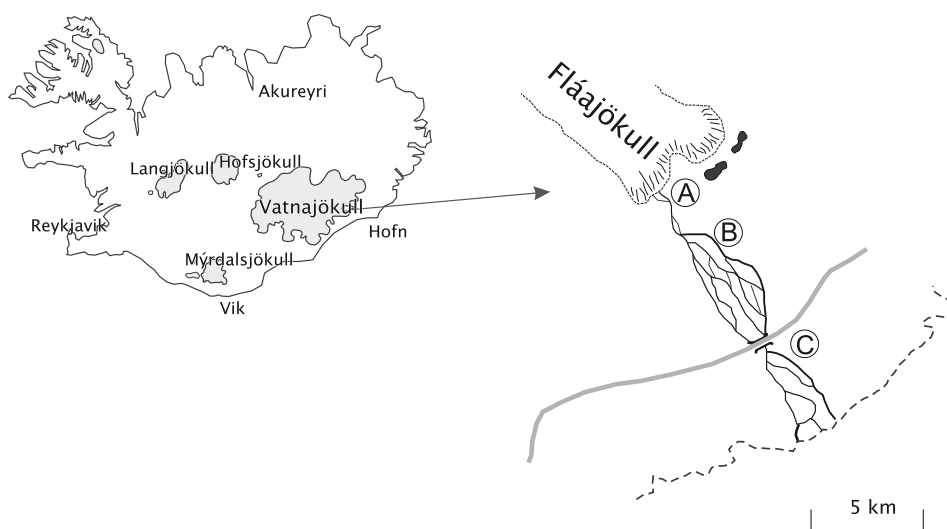


Stanowisko/Site 11

Abstract: The aim of the study was to determine changes in texture properties in each zone of the Fláajökull outwash plain in relation to depositional environment dynamics. The granulometric composition of deposits, clast orientation, shape and abrasion in the proximal, middle and distal zone of the outwash course was analyzed. Predominance of massive lithofacies (*GSm*, *Sm*) in the proximal and middle part of the sandur plain indicates sediment transport in the upper-flow regime. Varied dynamics of depositional environment is also well seen on cumulative curves in probability scale (fig. 2, I; fig. 3, I; fig. 4, I). Due to results, transversal orientation of the elongated grains (mainly blades and cylinder) dominates, along with subangular and subrounded abrasion of clasts (fig. 2: II, III; fig. 3: II, III; fig. 4: II, III). The analysis of clast shape showed increase in blades and rods and decrease of discoidal grains within the short distance of 11 km of the studied sandur plain (fig. 2, IV; fig. 3, IV; fig. 4, IV). A decrease of discoid grains in the middle and distal zones of the outwash is the evidence of segregation activity of water. The observed differences in the texture properties of the sediments forming bars in the individual zones of the outwash reflect the characteristics of transport and deposition of the sediments. The degree of abrasion, shape and orientation of the grains together with the granulometric composition may be helpful in reconstruction of the geomorphological processes recorded in the Pleistocene outwash deposits.

Wprowadzenie

Stanowiska badawcze zlokalizowane są na przedpolu Fláajökull wypływającego z czapy Vatnajökull, w południowo-wschodniej Islandii. Badany szlak odpływu wód proglacjalnych ma długość około 11,4 km i uchodzi bezpośrednio do oceanu Atlantyckiego (ryc. 1). Badana rzeka Hólmsa cechuje się roztokowym układem koryta, a średni jej spadek wynosi około 5,7%. Jej cechą charakterystyczną jest występowanie naprzemian szerokich oraz wąskich i prostych odcin-



Ryc. 1. Obszar badań i miejsca pomiarów na sandrze: A – strefa proksymalna (N 64°19'37,2", W 15°33'35,0"), B – strefa środkowa (N 64°16'1,9", W 15°30'58,8"), C – strefa dystalna (N 64°13'54,7", W 15°29'38,9").

Fig. 1. Study area and location of sampling points on sandur plain: A – proximal zone, B – middle zone, C – distal zone.

ków koryta. W miejscach przekraczania kolejnych wałów moren czołowych koryto rzeki jest zwarte, a jego szerokość waha się od około 10 m do 30 m. W strefach rozszerzeń, o mniejszym spadku, w korycie pojawiają się liczne odsypy śródkorytowe. Hólmsa w proksymalnej i środkowej części szlaku sandrowego jest roztoką żwirodenną. Głównymi formami koryta na tych odcinkach są centralne odsypy podłużne. Tworzą się one z gwałtownej depozycji podczas przepływu nadkrytycznego lub przejściowego. Niekiedy zaobserwować można również tworzenie stoków progradacyjnych u czoła lub z boku łachy (tworzenie stoków przyrostu bocznego). W dolnym biegu rzeka przechodzi stopniowo w typ roztoki piaszczysto-żwirowej. Na tym odcinku można zaobserwować pojawianie się, oprócz podłużnych łach śródkorytowych, form poprzecznych powstających głównie podczas opadania fali wezbraniowej.

Cechą charakterystyczną reżimu hydrologicznego Hólmsy jest występowanie okresów niskich stanów wody od listopada do kwietnia oraz koncentracja rocznego odpływu w okresie od lipca do sierpnia z 3–4 wezbrzeniami o znacznym natężeniu przepływu (Klimek, 1972; Wójcik, 1976). Na przedpolu Fláajökull nie zanotowano śladów katastrofalnych wezbrań typu jökullhlaup.

Budowa geologiczna badanego obszaru jest mało zróżnicowana. Występują tu głównie lawy zasadowe i obojętne górnego pliocenu i starszego plejstocenu, a także wychodnie starszych skał wulkanicznych, takich jak bazalty i intruzje lipary-

towe wieku górnotrzeciorzędowego, starszych niż 3,1 mln lat (Einarsson, 1991). Równiny sandrowe budują osady holocenijskie akumulowane przez rzeki progla-
cjalne. Konsekwencją małego zróżnicowania litologicznego obszaru jest niewiel-
ka różnorodność petrograficzna aluwii badanej rzeki. W składzie petrogra-
ficznym dominują skały bazaltowe (65–85%). Udział innych skał, takich jak np.
riolitów, law, brekcji, tufów jest niewielki i osiąga zaledwie kilka lub niekiedy kil-
kanaście procent.

Badania szlaku sandrowego Fláajökull przeprowadzono dwukrotnie podczas
wypraw w 1997 i 2001 roku. Celem badań było określenie cech teksturalnych
(uziarnienia, orientacji, obtoczenia i kształtu) i strukturalnych (rodzaj depozycji
– litofacie) współczesnych osadów korytowych w relacji do dynamiki środowiska
depozycyjnego.

Cechy strukturalne i teksturalne osadów

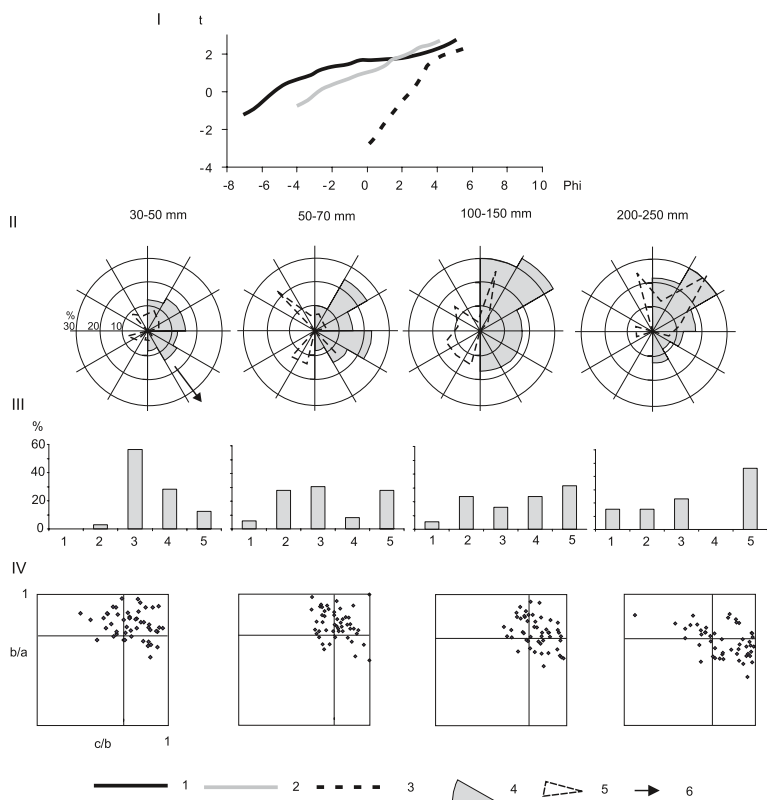
Do badań szczegółowych wybrane zostały łąchy położone w części proksymal-
nej, środkowej i dystalnej szlaków sandrowych, i zlokalizowane w strefie brzeżnej
koryta. W każdym ze stanowisk badawczych określono typ łąchy, rodzaj depo-
zycji (litofację) oraz maksymalną średnicę ziarna. Analizę uziarnienia wykona-
no częściowo w terenie za pomocą sit oczkowych, według metody Rutkowskiego
(1995). Pozostałe analizy przeprowadzono we frakcjach: 30–50 mm, 50–70 mm,
100–150 mm i 200–250 mm, każdorazowo na próbce 50 ziaren z każdej frakcji.

Strefa proksymalna sandru

W korycie Hólmsy, w odległości około 100–200 m od wypływu wód progla-
cjalnych występują odsypy podłużne zbudowane z masywnych osadów grubo-
klastycznych (GSm). Frakcja żwirowa stanowi 25–30% osadów łąchy, piaszczysta
60–70%, a pylasta około 1–2%. Średnia średnica ziarna (M_z) osiąga wartości od
–5 do –4,5 phi. Osady tu występujące są niewysortowane ($\sigma_1 > 2$) z przewagą frakcji
drobnoziarnistej ($Sk_1 = 0,3–0,4$). Lokalnie, w stropowych partiach odsypów osady
są warstwowane poziomo (GSh). Poniżej kanałów rozcinających łąchy zaobser-
wowano nadbudowanie głównych form depozycyjnych piaszczysto–żwirowy-
mi seriami skośnie warstwowanymi (GSp). Te formy przyrostu bocznego budują
osady drobne (M_z od –2 do 0,2 phi), o stosunkowo lepszym stopniu wysortowa-
nia i niewielkiej przewadze frakcji drobnoziarnistej ($Sk_1 = 0,1–0,2$). Charakter osa-
dów budujących analizowane łąchy podłużne ma również swoje odzwierciedlenie
w krzywych uziarnienia w skali prawdopodobieństwa. Na krzywych z odcinka
proksymalnego trudno wyróżnić człony odpowiadające poszczególnym rodza-
jom transportu (ryc. 2, I).

Pomiary orientacji klastów na powierzchni wynurzonych odsypów wykaza-
ły, że otoczki frakcji 30–70 mm nie wykazują uporządkowania, natomiast we

frakcjach większych (100–150 mm i 200–250 mm) zaledwie 30–35% cechuje poprzeczne ułożenie w stosunku do kierunku głównego nurtu tworzącego łąkę (ryc. 2, II). Chaotyczna orientacja otoczków wskazuje na szybką depozycję osad-



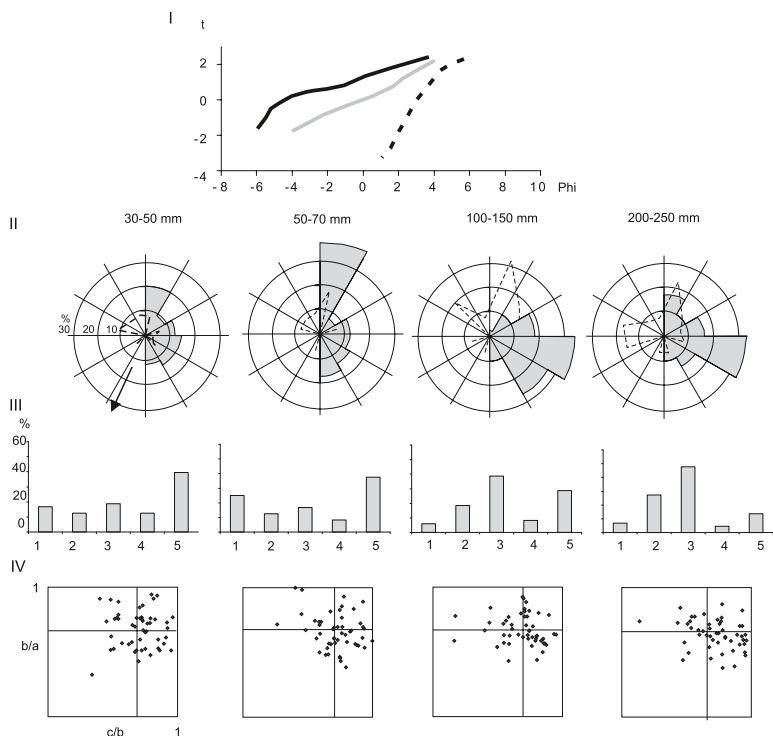
Ryc. 2. Wybrane cechy sedimentologiczne osadów sandrowych w strefie proksymalnej; I – krzywe uziarnienia w skali prawdopodobieństwa; II – ułożenie klastów; III – obtoczenie klastów wg klasyfikacji Olszewskiego (1974), zmodyfikowana: 1 – bardzo kanciaste, 2 – częściowo kanciaste, 3 – częściowo obtoczone, 4 – obtoczone, 5 – ziarna pęknięte; IV – kształt klastów wg klasyfikacji Zingga (1935); 1 – gwałtowna depozycja z przepływu nadkrytycznego głównych serii budujących odsypy podłużne (*GSm*, *SGm*, *Sm*, *Sl*), 2 – odsypy z bocznym frontem progradacyjnym powstające w okresie opadania wezbrania (*GSp*, *Sh*), 3 – kanały na powierzchni odsypów podłużnych (*SGh*, *Sh*, *St*), 4 – ułożenie głązików (azymut najdłuższej osi – *a*), 5 – pochylenie głązika, 6 – kierunek strumienia formującego łąkę.

Fig. 2. Chosen sedimentological features of sandur deposits in proximal zone of the sandur plain; I – cumulative curves on the probability scale, II – clast orientation, III – clast roundness after Olszewski (1974) classification, modified: 1 – very angular, 2 – subangular, 3 – subrounded, 4 – rounded, 5 – broken grains; IV – clast shape due to the Zingga (1935) classification; 1 – abrupt deposition of major lithophacies of the longitudinal bar (*GSm*, *SGm*, *Sm*), 2 – side bars of the distal zone of the bar formed in the waning stage of flush (*GSp*, *Sh*), 3 – channels on the surface of the bar (*SGh*, *Sh*, *St*), 4 – clast orientation (azimuth of the long axis – *a*), 5 – clast dip, 6 – direction of flow responsible for the creation of bar.

du z przepływu nadkrytycznego. Analiza kształtu (wg klasyfikacji Zingga, 1935) i obtoczenia (wg uproszczonej klasyfikacji Olszewskiego, 1974) wykazała, że w tej części szlaku sandrowego dominują ziarna izometryczne o średnim stopniu obtoczenia (ryc. 2: III, IV). Zaznaczający się jednakże większy udział ziaren wydłużonych i o lepszym stopniu obróbki we frakcjach 100–150 mm i 200–250 mm wskazuje na ich transport poprzez wleczenie i toczenie.

Strefa środkowa sandru

W środkowym biegu rzeki czoła i boki łąch podłużnych są nadbudowane progradacyjnie. Zwiększa się również różnica w wartościach Mz pomiędzy materiałem pochodzącym z gwałtownej depozycji (Mz od $-3,6$ do -3 phi) i z progradacyjnych czołowych części łąch (Mz od $-1,8$ do $-0,2$ phi), a także z wypełnień kanałów rozcinających powierzchnię odsypów (Mz od 2 do 3 phi). Na krzywych uziarnienia różnice pomiędzy tymi osadami są jednak słabo widoczne a same krzywe mają analogiczny układ jak w strefie proksymalnej (ryc. 3, I).



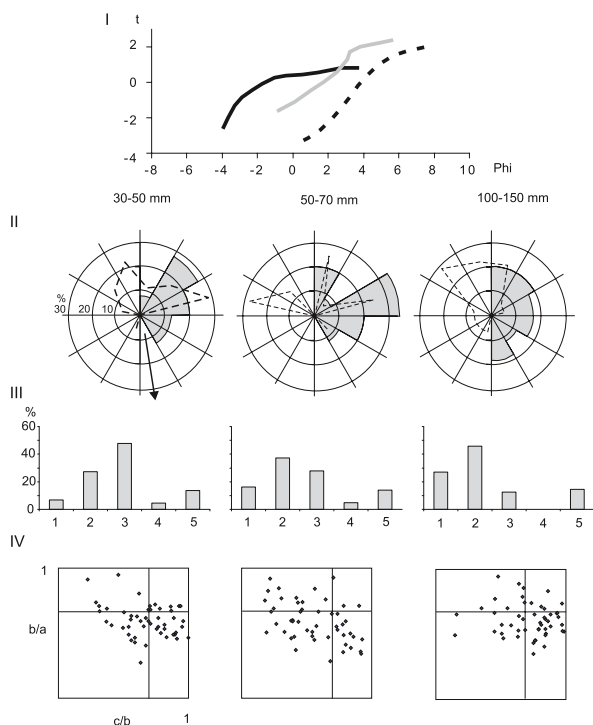
Ryc. 3. Wybrane cechy sedymentologiczne osadów sandrowych w strefie środkowej. Objasnienia jak na ryc. 2.

Fig. 3. Chosen sedimentological features of sandur deposits in middle zone of the sandur plain. Explanation as fig. 2.

Pomiary orientacji najdłuższej osi klastów wykazały, że w ponad 50% otoczki frakcji większej niż 50 mm zachowują ułożenie poprzeczne, z pochyleniem krótszej osi pod prąd. W przypadku frakcji 100–150 mm i 200–250 mm zaznacza się również imbrykacja (15–25% gładzików) (ryc. 3, II). Ułożenie poprzeczne tych frakcji wskazuje na kierunek transportu i depozycji zgodny z orientacją łąchy, zaś imbrykacja na przemodelowywanie form podczas opadania fali wzbrowniowej. Obtoczenie ziaren frakcji 30–50 mm i 50–70 mm jest słabe, wzrasta natomiast (do średniego) we frakcjach 100–150 mm i 200–250 mm, przy jednoczesnym zwiększeniu udziału ziaren o kształcie walca i klingi (ryc. 3, II, IV). Podobnie jak w części proksymalnej, w środkowym biegu rzeki transportowane są one głównie w trąckach.

Strefa dystalna sandru

W dystalnej strefie szlaku sandrowego wyraźnie zaznacza się drobnienie materiału budującego łąchy (Mz od -3 do -2 phi), a odsypy podłużne (SGh, Sh) zastępowane są poprzecznymi (Sp). Kanały rozcinające łąchy są głębsze. W części



Ryc. 4. Wybrane cechy sedimentologiczne osadów sandrowych w strefie dystalnej. Objasnienia jak na ryc. 2.

Fig. 4. Chosen sedimentological features of sandur deposits in distal zone of the sandur plain. Explanations as fig. 2.

dystalnej następuje również większe zróżnicowanie sposobu transportu w zależności od wielkości ziarna, co bardzo dobrze odzwierciedlają krzywe uziarnienia (ryc. 4, I). Poprzeczne ułożenie ziaren zaznacza się już we frakcji 30–50 mm (35–45% ziaren). Otoczaki o średnicy 50–70 mm i 100–150 mm są częściowo ułożone poprzecznie, a częściowo imbrykacyjnie, lecz rozkład kierunków najdłuższych osi głazików jest bardziej zróżnicowany niż w strefie środkowej i proksymalnej (ryc. 4, II). W strefie dystalnej zaznacza się, także wzrost obróbki ziaren frakcji 30–50 mm i 50–70 mm, co wskazuje na dominację przepływu podkrytycznego i zmianę sposobu ich transportu z miecenia i saltacji na wleczenie (ryc. 4, III). Proces sortowania z biegiem rzeki zaznaczył się głównie we wzroście ziaren kształtu klingi i walca oraz zwiększenie udziału ziaren dyskooidalnych (ryc. 4, IV).

Podsumowanie

Powtórzone dwukrotnie (w latach 1997 i 2001) badania wzdłuż biegu wybranych szlaków sandrowych wykazały, że cechy teksturalne osadów budujących łąchy śródkorytowe są zróżnicowane w zależności od lokalizacji w profilu podłużnym rzeki i pozwalają na wskazanie charakterystycznych cech sedimentologicznych osadów w poszczególnych strefach.

Zróżnicowaną dynamikę środowiska depozycyjnego dobrze odzwierciedlają krzywe uziarnienia w skali prawdopodobieństwa. Gwałtowna, masywna depozycja (*GSm* i *Sm*) pierwszego etapu opadania fali wezbraniowej zaznacza się we wszystkich strefach sandrów. W strefie proksymalnej i środkowej, przewaga facji masywnych wskazuje, że materiał transportowany jest w warunkach przepływu nadkrytycznego, w silnych prądach turbulencyjnych.

Zaznaczający się na krzywych uziarnienia (wg Vishera, 1969) brak serii deponowanych z trakcji wskazuje na depozycję największych klastów (o średnicy -8ϕ i większych) w spągu odsypów. Stanowią one najprawdopodobniej formy inicjalne do rozwoju dalszych procesów akumulacyjnych. Osady nadbudowujące łąchy podłużne (*GSh*, *GSp*) (fronty progradacyjne) pochodzą natomiast głównie z saltacji. Powstanie tego typu depozycji jest związane z opadaniem fali wezbraniowej, gdy w warunkach mniej dynamicznych przepływów odsypy ulegają wtórnemu przemodelowaniu (Zieliński, 1998). Osady wypełniające rozcięcia (*SGh*, *Sh*, *St*) w obrębie łąch są z kolei najlepiej wysortowane i były transportowane w saltacji z niewielkim udziałem unoszenia. Cechą charakterystyczną jest jednak przejście od niewielkiego zróżnicowania sposobu transportu zależnego od wielkości ziarna w strefie proksymalnej i środkowej do wyraźnego w dystalnej, gdzie stwierdzono przewagę saltacji. Na gwałtowną depozycję osadów w strefie proksymalnej i środkowej wskazuje, także poprzeczne ułożenie otoczków, zachowane z fazy transportu. Wyznaczony na tej podstawie kierunek nurtu jest zgodny z formującym łączę i odzwierciedla głównie kierunek transportu osadów. Zwiększenie

udziału ziarn dyskoidalnych w strefie środkowej i dystalnej świadczy o mniejszej dynamice środowiska i głównie procesu sortowania. Ziarna dyskoidalne są uruchamiane w transporcie jedynie podczas gwałtownych wezbrań i w warunkach przepływu nadkrytycznego i przenoszone poprzez unoszenie na niewielkie odległości. Ziarna o kształcie klingi i walca transportowane poprzez wleczenie i toczenie są natomiast bardziej mobilne i przenoszone dalej.

Przeprowadzone badania wskazują, że ułożenie głazików, ich kształt i obróbka może wskazywać na dynamikę środowiska fluwialnego. Znaczny udział w osadzie klastów o kształcie walca ułożonych poprzecznie (a jedynie częściowo imbrykacyjnie) oraz o najlepszej obróbce wskazuje frakcję, jaka jest transportowana poprzez wleczenie i toczenie. Natomiast ziarna o kształcie innym niż walec (głównie dysku i klingi), ułożone chaotycznie, słabo obtoczone i znacznym udziale ziaren pękniętych świadczą o transporcie w saltacji. Zagadnienie to wymaga dalszych szczegółowych badań. Wyznaczone prawidłowości mogą mieć zastosowanie we wnioskowaniu o cechach transportu i depozycji sandrów plejstoceńskich.

Podziękowania

Wszystkim uczestnikom obu wypraw dziękujemy za pomoc w obserwacjach i pomiarach terenowych.

Literatura

- Einarsson, P., 1991: Geology of Iceland. Rocks and Landscape. Mál og menning, Reykjavik: 309 s.
- Klimek, K., 1972: Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skaidarársandur (Islandia). Prace Geograficzne IGiPZ PAN, Wrocław: 139 s.
- Olszewski, A., 1974: Jednostki litofacjalne glin subglacjalnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sectio C (Geographia et Geologia)* 8 (2): 145 s.
- Rutkowski, J., 1995: Badania uziarnienia osadów gruboziarnistych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (Red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników.* WGiSR UW, Warszawa: 106–114.
- Visher, G.S., 1969: Grain size distribution and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 1074–1106.
- Wójcik, G., 1976: Zagadnienia klimatologiczne i glaciologiczne Islandii. *Rozprawy UMK, Toruń*: 230 s.
- Zieliński, T., 1998: Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (Red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna.* WGiSR UW, Warszawa: 195–257
- Zingg, T., 1935: Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen* 15: 39–140.

Słowniczek terminów geograficznych ISLANDZKO-POLSKI

- alda** = grzbiet górski (l.mn. = **öldur**)
austur = wschód
á = rzeka (l.mn. = **ár**)
ás = małe wzgórze, pagórek
bær = farma, miasteczko wydzielone, parafia
bakki = brzeg rzeki
bjarg = klif, skała
borg = miasto; urwisko
botn = dół, dno, czoło doliny lub fiordu (l.mn. = **botnar**)
brekka = stok, zbocze
brú = most
bunga = gładki (zaokrąglony) szczyt
dalur = dolina (l.mn. = **dalir**)
djúp = długa zatoka, przesmyk, długi fiord; głęboki
drag = kanał, bieg rzeki (l.mn. = **drög**)
drangur = izolowana skalna kolumna
dyngja = gmach, kopuła
eiði = przesmyk, międzymorze
engi = łąka
ey = wyspa (l.mn. = **eyjar**)
eyri = piaszczysty lub żwirowy brzeg, delta, mierzeja (l.mn. = **eyrar**)
fell = góra; wzgórze, pagórek
fjall = góra (l.mn. = **fjöll**)
fjörður = fiord; szeroka zatoka; dolina, kotlina (l.mn. = **firðir**)
fljót = szeroka rzeka
flói = zatoka
foss = wodospad
gata = ulica
gil = wąwóz, przełom
gígur = krater
gjá = rozpadlina, kanion, szczelina
grunn = mielizna, płycizna
haf = ocean, morze
hamar = urwisko
háls = międzymorze, przesmyk, grzbiet
heiði = wrzosowisko, torfowisko
hellir = jaskinia
hlaup = nagły przybór wody (w rzece), bieg
hlíð = zbocze górskie
hnjúkur/ hnúkur = szczyt
höfði = cypel, przylądek
höfn = port
hóll = gładkie (zaokrąglone) wzgórze (l.mn. = **hólar**)
hólmur = wysepka
holt = kamieniste wzgórze
hraun = pola lawowe, lawa
hreppur = powiat, gmina
hryggur = grzbiet
hver = gorące źródło
hverfi = dzielnica, okolica
hvoll = wzgórze
jökull = lodowiec
jökulsá = rzeka lodowcowa
kirkja = kościół
klettur = skała, klif
kot = mała farma
kvísl = rzeka; brzeg rzeki
laug = ciepłe źródło, basen, pływalnia, kąpielisko (l.mn. = **laugar**)
lón = laguna

lækur = strumyk
melur = żwirowy brzeg; piaszczyste
wydmy
múli = przylądek, cypel, odnoga
mynni = ujście (rzeki)
mýri = bagno, mokradło
nes = przylądek, cypel
norður = północ
núpur = szczyt, zbocze górskie, niżej
położona odnoga głównych gór
oddi = punkt, pas łądu
öræfi = pustynia
ós = ujście (rzeki)
reykur = dym, para (l.mn. = **reykir**)
rif = rafa
sandur = piasek (piaski)
skagi = półwysep
skarð = przełęcz
sker = skalista wyspa
skógur = las, krzew, zagajnik
slétta = równina, nizina

staður = miejsce; (l.mn. = **staðir**)
stapi = urwisko, stroma skała
suður = południe
súlur = (górskie) szczyty
sveit = wieś, region wiejski; gmina;
powiat
sýsla = województwo
tangi = wąski półwysep, cypel,
przylądek
tindur = szczyt, wierzchołek
tjörn = małe jezioro; staw
tunga = jezior (l.mn. = **tungur**)
vað = bród (l.mn. = **vöð**)
varða = kopiec (l.mn. = **vördur**)
vatn = jezioro; woda (l.mn. = **vötn**)
vegur = droga, szlak
ver = (sezonowa) osada rybacka
vestur = zachód
vík = mała zatoka
vogur = zatoczka, zatoka
völlur = pole (l.mn. = **vellir**)