
Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
Al. Kraśnicka 2 c,d, 20-718 Lublin, (81) 537-68-41, anna.godlewska@poczta.umcs.lublin.pl

ANNA GODLEWSKA

Z jaką dynamiką lodu należy wiązać formy szczelinowe? – przegląd badań

What sort of ice dynamics are crevasse fillings connected with? – research overview

Słowa kluczowe: formy szczelinowe, szczelina lodowa, lód stagnujący, lód szarżujący, lodowiec/lądolód

Key words: crevasse fillings, ice crevasse, stagnant ice, surging ice, glacier/ice-sheet

WSTĘP

Spśród różnych form rzeźby glacialnej obszarów zlodowaconych, zarówno w plejstocenie, jak i współcześnie, znaczną ich grupę wiąże się z określonym stanem dynamiki lodu: zrównoważonym, dodatnim lub ujemnym. Najbardziej typowymi tego przykładami są m.in.: 1) moreny czołowe akumulacyjne, będące wyznacznikiem zrównoważonego bilansu lodu (m.in. Flint 1971; Zieliński 1992); 2) moreny czołowe spiętrzone, charakteryzujące dodatni bilans lodu (m.in. Flint 1971; Bennett 2001); 3) kemy, stanowiące zapis ujemnego bilansu lodu, a tym samym jęgozanik powierzchniowy (m.in. Flint 1971; Terpiłowski 2007, 2008; Livingstone i in. 2010).

Istnieją jednak formy rzeźby glacialnej, których geneza nadal pozostaje problematyczna w kontekście przyporządkowania ich do jednego stanu dynamicznego lodu. Do takiej grupy należy zaliczyć *formy szczelinowe*, stanowiące w literaturze przykłady form przypisywanych dwóm skrajnym stanom dynamicznego lodu (Tab. 1): stagnującego (m.in. Flint 1928; Bartkowski 1967; Johnson 1975; Eyles i in. 1999; Friello & Hanson, niepublikowane; Albrycht 2004) oraz szarżującego (m.in. Sharp 1985, 1988; Evans & Rea 1999, 2005; Evans i in. 1999, 2007; Christoffersen i in. 2005; Waller i in. 2008). Na tym tle rysują się zagadnienia dysku-

syjne dotyczące: terminu *formy szczelinowe*, używanego dla form rzeźby, powstających w szczelinach lodowych w warunkach odmiennej dynamiki lodu oraz cech charakterystycznych tych form.

W kontekście powyższych zagadnień, głównymi celami niniejszej pracy jest: 1) przegląd dokumentowanych w literaturze przykładów form powstających w szczelinach lodowych, 2) porównanie ich cech i próba wyjaśnienia ich genezy oraz 3) przyporządkowanie ich do określonego stanu dynamiki lodowców/lądolodów.

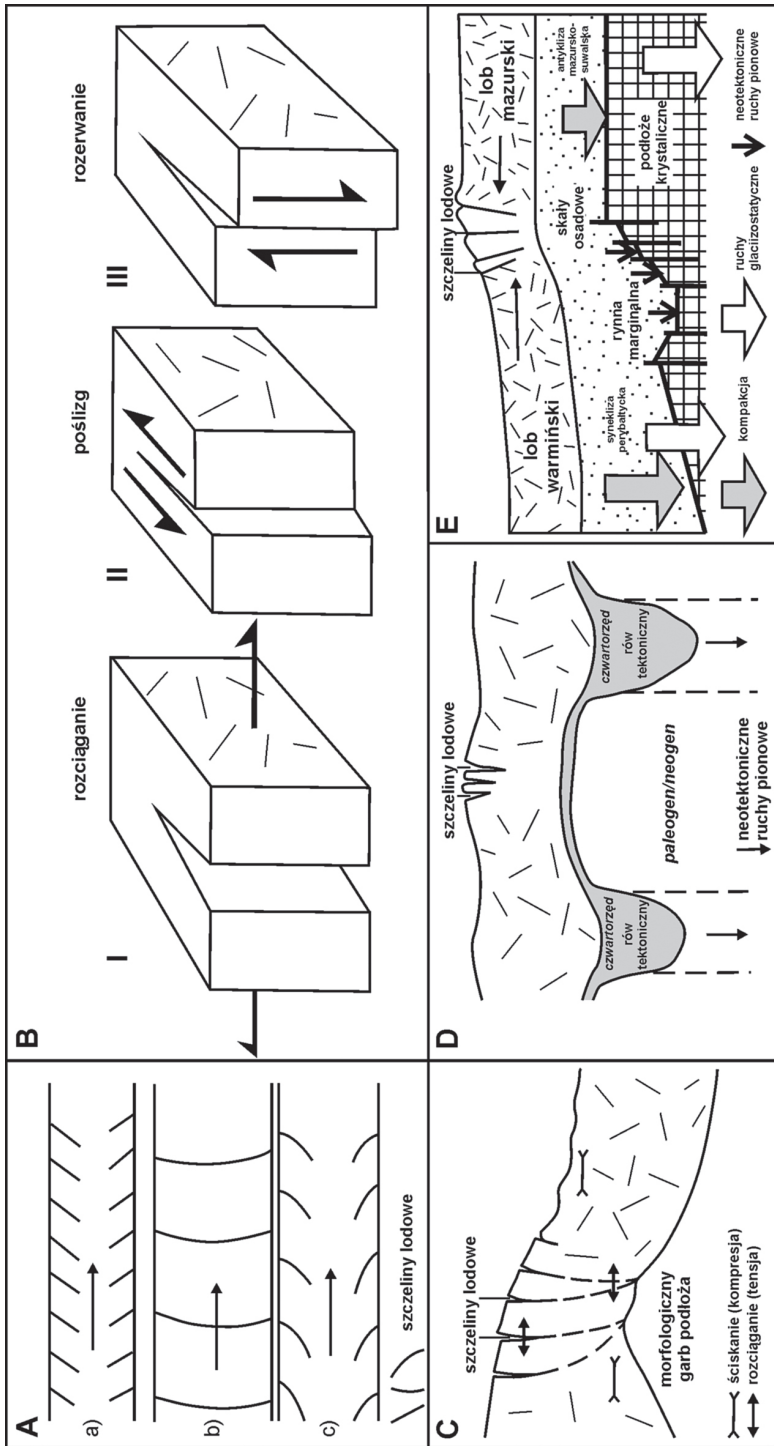
SZCZELINA LODOWA

Miejszem powstawania osadów *form szczelinowych* jest szczelina lodowa. Benn & Evans (1998) definiują termin „szczeliny lodowej” jako przestrzeń w lodzie powstałą w wyniku jego pęknięcia. Następuje to, gdy lód lodowcowy nie przemieszcza się na tyle szybko, aby pozwolić masie lodowej dopasować swój kształt do jej naprężenia. Wcześniej Sharp (1985) wskazał, z jaką dynamiką lodu należy utożsamiać powstawanie szczelin, stwierdzając, iż pęknięcie, stanowiące miejsce rozwijania się szczeliny, może powstać wyłącznie podczas fazy aktywnego ruchu lodowca.

Podobnie termin „szczelina” sklasyfikował Terpiłowski (2008), precyzując go jako pęknięcie w lodzie, warunkowane naprężeniami statycznymi, jak i dynamicznymi w lodzie. Dodatkowo, rozdzielił on termin „szczelina lodowa” od innych, podobnych pojęć, tj. „przetainy lodowej” (definiowanej jako obniżenie w lodzie, również sięgające podłoża podlodowego, powstałe w wyniku nierównomiernej ablacji powierzchniowej) i „rozpadliny lodowej” (definiowanej jako wydłużone, wąskie obniżenie w lodzie, powstałe w wyniku degradacji stropu tunelu lodowego).

Powstawanie tak zdefiniowanych szczelin, tłumaczone w literaturze rozkładem naprężeń kompresyjnych i tensyjnych w lodzie, stało się podstawą do konstrukcji modeli, ich tworzenia. Najbardziej znany model Nye’a (1952) dotyczył formowania szczelin w lodowcach górskich wskutek naprężenia ścinającego wytwarzanego podczas ruchu lodowca. Nye (1952) rozpatrywał trzy sytuacje powstawania szczelin w lodzie w wyniku działania naprężeń ścinających (Ryc. 1A): a) na styku lodowca ze ścianami doliny w wyniku tarcia lodu o zbocza doliny; b) w centralnej części lodowca, gdzie dominuje przepływ tensyjny lodu, który powoduje rozszerzanie szczelin ukierunkowanych poprzecznie w stosunku do kierunku płynięcia; c) w marginalnej części lodu, gdzie zachodzi kompresyjne płynięcie lodu.

Najnowszy model Benna i in. (2007) przedstawia trzy sposoby powstawania szczelin w wyniku (Ryc. 1B): I – rozciągania (ang. *opening mode*) – zachodzącego w efekcie tensji ścian pękającego lodu; II – poślizgu (ang. *sliding mode*)



Ryc. 1. Modele powstawania szczelin: A) wg Nye'a (1952); B) wg Benna i in. (2007); C) wg Röthlisbergera & Langa (1957); D) wg Nitychoruka (1995); E) wg Morawskiego (2009a)

Fig. 1. Models of crevasse formation: A) according to Nye (1952); B) according to Benn et al. (2007); C) according to Röthlisberger & Lang (1957); D) according to Nitychoruk (1995); E) according to Morawski (2009a)

– wywołującego pęknięcie wzdłuż płaszczyzny ścięcia w tym samym kierunku co kierunek naprężenia ścinającego; III – rozerwania (ang. *tearing mode*) – zachodzącego pod kątem prostym do kierunku ścięcia. Do tych modeli pasuje kilka przykładów powstawania szczelin dokumentowanych w literaturze.

Modelowi I odpowiada sytuacja, w której lądolód wkroczył na morfologiczne przeszkody, występujące w jego podłożu. W wyniku działania naprężeń tensyjnych doszło do uszczelinienia lodu ponad wyniosłością podłoża (np. Röthlisberger & Lang 1987; Ryc. 1C) Taki przykład zaprezentował Nitychoruk (1995), który na Nizinie Południowopodlaskiej sugerował subsydencję podłoża wzdłuż paleogeńsko-neogeńskich rowów tektonicznych, aktywowanych wskutek obciążenia lądolodem (Ryc. 1D). Modelowi II odpowiadają najczęściej dokumentowane szczeliny na styku lodowca/lądolodu ze strumieniem lodowym, poruszającym się znacznie szybciej niż otaczający je lód (Swithinbank 1954). Takie przykłady są notowane we współczesnych lądolodach antarktycznych (Bentley 1987). Efektem tych procesów są formy szczelinowe obserwowane w rzeźbie polodowcowej obszarów zlodowaconych w plejstocenie (np. Stokes & Clark 2001). Modelowi III odpowiada geneza powstania szczelin w lodzie zalegającym ponad zrębem tektonicznym, powstałym w wyniku aktywności się izostatycznych ruchów podłoża. Taki przykład zaprezentował m.in. Morawski (2009a,b), który udokumentował powstanie strefy interlobowej, a tym samym szczelin, rozdzielających lądolód zlodowacenia wisły na loby: warmiński i mazurski, dzięki pionowym ruchom neotektonicznym bloków krystalicznego podłoża (Ryc. 1D).

W tak zdefiniowanych szczelinach udokumentowano liczne osady form szczelinowych, zdeponowane w lodzie stagnującym i szarżującym, których przykłady zaprezentowano w kolejnym rozdziale.

PRZEGLĄD FORM SZCZELINOWYCH

Formy w szczelinach lodu stagnującego

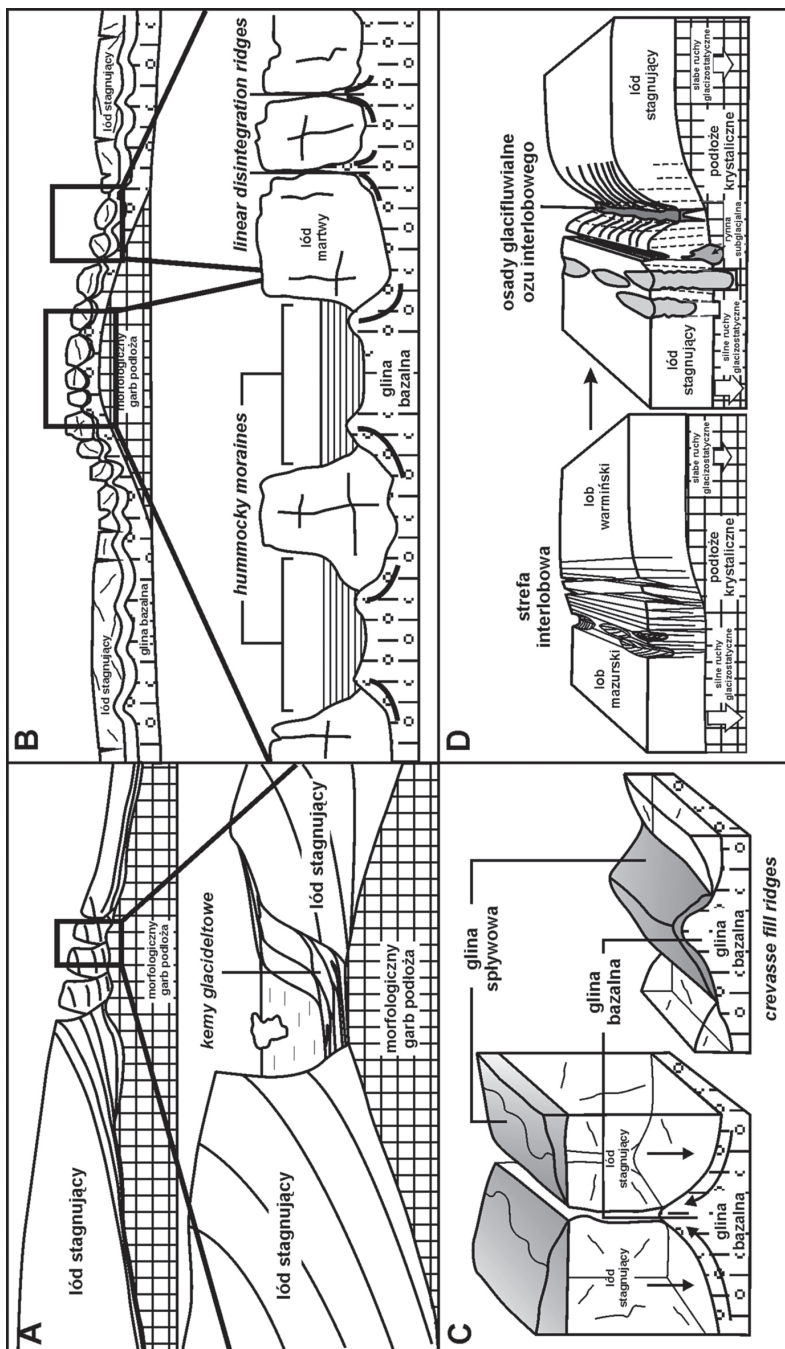
Do kanonu form polodowcowych, *formy szczelinowe* (ang. *crevasse fillings*) wprowadził Flint (1928), na podstawie badań rzeźby glacialnej obszaru Connecticut w Ameryce Północnej. Autor ten wyodrębnił je z grupy ozów, wskazując różnice między nimi. Różnice te wyrażały się poprzez: 1) lokalizację – formy szczelinowe miały występować w pewnej odległości od moren końcowych lub recesyjnych albo pomiędzy nimi, ale bez bezpośredniego z nimi połączenia (połączenie z morenami końcowymi to cecha często spotykana w ozach, zorientowanych prostopadle do ciągów czołowomorenowych i bezpośrednio do nich dochodzących); 2) cechy morfologiczne – formy szczelinowe to krótkie, pojedyncze, indywidualne wały, niewykazujące – charakterystycznych dla ozów – śladów połączeń w długie ciągi wałów o nieregularnych grzbietach i orientacji równoległej do kierunku nasunięcia lodu; 3) budowa geologiczna – formy szczelinowe

zbudowane są z osadów drobnoziarnistych, tj. drobnopiaszczystych oraz mułowych/ilastych bez przykrycia gliną, deponowane w środowisku glacieziornym, czyli są odmienne od ozów, zbudowanych z osadów gruboziarnistych, deponowanych w środowisku glacifluwalnym. Flint (1928) nie udokumentował deformacji w osadach budujących formy szczelinowe, które są charakterystyczne dla osadów ozów, przykrytych gliną bazalną (np. Krupa 2009; Gruszka i in. 2011).

Formy szczelinowe (*crevasse fillings*) o podobnych cechach morfologicznych, odwołując się do pracy Flinta (1928), udokumentował Johnson (1975), który badając lodowiec Donjek w Górach św. Eliasza, w obszarze Yukonu (Kanada), odnotował dużą ilość krótkich, pojedynczych, izolowanych wałów w szczelinach równoległych do kierunku ruchu lodowca oraz układających się promieniście do lobowego kształtu czoła. Materiałem budującym te formy była jednak glina spływowa. Genezę tych form Johnson (1975) tłumaczył poprzez depozycję materiału ablacyjnego, tj. gliny spływowej do otwartych szczelin w lodowcu; szczelin powstałych podczas szarży lodowej, ale wypełnianych już w etapie stagnacji lodu.

Formy powstające w szczelinach lodu stagnującego były również obiektem zainteresowań polskich badaczy (m.in. Bartkowski 1967; Klimek 1969; Albrycht 2004; Godlewska & Terpiłowski 2012). Model powstawania szczelin w wyniku tensji ponad garbem podłoża, a następnie kształtowania w nich form w już stagnującym lądolodzie plejstoceniowym poprzez ich wypełnianie supraglacialnymi osadami: A) glacifluwalnymi zaprezentował Bartkowski (1967) w obszarze Niziny Wielkopolskiej, B) glacialimnicznymi przedstawił Klimek (1969) w obszarze Wyżyny Małopolskiej. Jednakże, obaj autorzy zaliczyli tak powstające formy do kemów – w tym Bartkowski (1967) do kemów glacifluwalnych. Podobne formy szczelinowe w okolicach Kornicy (Albrycht 2004), wypełniające szczeliny w plejstoceniowym lądolodzie stagnującym, zbudowane z osadów o atypowej dla form szczelinowych sekwencji fan-deltowej i wykształcone ponad garbem podłoża (Ryc. 2A), zreinterpretowali i zaliczyli do kemów glacideltowych Godlewska & Terpiłowski (2012).

Analogiczny mechanizm powstawania szczelin w lodzie stagnującym ponad garbem podłoża, a także formowania się w ich obrębie form, jednakże o zdecydowanie odmiennej budowie wewnętrznej, zaprezentowali Eyles i in. (1999). Na podstawie badań obszaru zlodowaconego w Kanadzie, zaproponowali oni model dwóch grup form zdeponowanych w szczelinach tzw. *hummocky moraine* i *linear disintegration ridges*. Według wymienionych autorów, obie grupy form w części spągowej zbudowane są z gliny bazalnej (ang. *softclay-rich basal till*), która w wyniku silnego nawodnienia była plastycznie wciskana do szczelin w wyniku obciążenia blokami lodu stagnującego. Cechują się one zatem obecnością w obrębie gliny antyklinalnych ugięć z wyciskania (Ryc. 2B). *Hummocky moraine* są to formy deponowane w szerokich szczelinach. W wyniku wciskania gliny, tworzą



Ryc. 2. Przykłady kształtowania form w szczytach lodu stagnującego: A) kemów glacialdeltowych wg Godlewskiej & Terpilowskiego (2012); B) hummocky moraines oraz linear disintegration ridges wg Eylesa i in. (1999); C) crevasse fill ridges wg Friello & Hanson (niepublikowane) oraz Dreimanisa (1995); D) ozów interlobowych wg Gruszki i in. (2012)

Fig. 2. Examples of forms, developing in crevasses of stagnant ice: A) glaciodeltaic kames according to Godlewska & Terpilowski (2012); B) hummocky moraines and linear disintegration ridges according to Eyles et al. (1999); C) crevasse fill ridges according to Friello & Hanson (unpublished) and Dreimanis (1995); D) interlobate eskers according to Gruszka et al. (2012)

się w ich obrębie tzw. „wały okólne” nadające kształt obwarzanków (ang. *doughnuts*). W stropie formy te są wypełnione i przykryte osadami glacialimicznymi (drobnoziarnistymi – piaszczysto-mułowymi, mułowymi, ilastymi), deponowanymi w wodach stojących w szczelinie lodowej. Ich charakterystyczną cechą jest płaski wierzchołek. Są to zatem formy o genezie subglacialno-supraglacialnej. Natomiast *linear disintegration ridges* powstają w wąskich szczelinach i zbudowane są wyłącznie z osadów subglacialnych (Ryc. 2B). Brak w ich profilu osadów supraglacialnych wynika z ograniczenia górnej części szczeliny stropem lodowym, czego wynikiem jest ich charakterystyczna morfologia, tj. ostrokrawędziste, „poszarpane” grzbiety.

Analogicznie kształtowane formy, o podobnej budowie wewnętrznej, nazwane terminem *crevasse fill ridges*, dokumentowali Friello & Hanson (niepublikowane) na obszarze Stanów Zjednoczonych, zlodowaconym przez łądolód laurentyjski. Ich zdaniem, kształtowanie szczelin następowało w lodzie aktywnym, jednak ich wypełnianie odbywało się już pomiędzy blokami lodu stagnującego. Podobnie jak Eyles i in. (1999), udokumentowali oni subglacialne ogniwo w postaci gliny bazalnej, wciśniętej oddolnie do szczelin. Jednakże, wymienieni autorzy zaproponowali także model alternatywny z ogniwem supraglacialnym, stanowiącym przykrycie gliny bazalnej gliną spływową (Ryc. 2C). Formy szczelinowe o takim subglacialno-supraglacialnym następstwie warstw dokumentował również Dreimanis (1995) w szczelinach lodu stagnującego łądolodu zlodowacenia Wisconsinan w Ontario (Kanada).

Formy kształtowane w szczelinach lodu stagnującego dokumentowano również w strefach interlobowych (*sensu* Punkari 1997). Jednakże formy zbudowane z osadów wypełniających te szczeliny zinterpretowano jako kemy lub ozy.

Za kemy zostały uznane formy, zbudowane z osadów glacialfluwialnych (piaszczystych, piaszczysto-żwirowych i żwirowych), przykrytych gliną spływową, zlokalizowane w strefie interlobowej łądolodu laurentyjskiego. Udokumentował je Santos (2012) w rejonie Kent, w stanie Ohio (USA). Według tego autora, depozycja osadów zachodziła w szczelinach lodu stagnującego, których kształtowanie nastąpiło ponad wyniosłością podłoża.

Natomiast ozy, powstałe w szczelinach stref interlobowych łądolodu plejstocenijskiego w północnej Polsce, udokumentowali Gruszka i in. (2012). Osady je budujące zostały zdeponowane w wąskich szczelinach, ukształtowanych w lodzie wskutek pionowych ruchów krystalicznego podłoża, uaktywnionych w wyniku obciążenia łądolodem (Ryc. 2D). Ozy te tworzą wąskie, długie wały, prostopadłe do linii maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej łądolodu zlodowacenia wisły, zbudowane z osadów glacialfluwialnych (piaszczystych, żwirowych, piaszczysto-żwirowych), deponowanych w wysokoenergetycznych środowiskach sedymentacyjnych i gliny spływowej na zboczach. Depozycja tych osadów nastąpiła w lodzie stagnującym (Ryc. 2D).

Reasumując, udokumentowane formy powstające w szczelinach lodu stagnującego, charakteryzują się następującymi cechami (*vide* Tab. 1): 1) pod względem morfologicznym – są to wały, plateau; 2) pod względem geologicznym – zbudowane z osadów zarówno supraglacialnych (glacifluwialnych, glacialimnicznych, ablacyjnych, tj. gliny spływowej), jak również subglacialnych (gliny bazalnej); 3) pod względem rozmieszczenia – zorientowane zarówno prostopadle, jak i równoległe do czoła lodowca. W klasyfikacji geomorfologicznej interpretowane są jako formy różnej genezy i o różnym nazewnictwie, tj.: *formy szczelinowe*, *kemy*, *ozy*, *hummocky moraine* czy *linear disintegration ridges*.

FORMY SZCZELINOWE LODOWCÓW SZARŻUJĄCYCH

Pionierem w zakresie badań form szczelinowych jako wskaźnikowych dla lodowców szarżujących był Sharp (1985, 1988). Na przedpolach lodowców Eyjabakkajökull i Vatnajökull na Islandii, udokumentował on wały o stromych zboczach (70–80° nachylenia), o wysokości do 2–3 m, szerokości do 2 m i ostrokrawędzistych, nieregularnych grzbietach. Formy te były zbudowane z gliny bazalnej. Brak przykrycia osadami supraglacialnymi autor tłumaczył wyciśnięciem osadów bazalnych poprzez szczeliny aż do powierzchni cienkiego w strefie marginalnej lodu. Ich powstanie wiązał on z jednoczesnym tworzeniem szczelin i wciskaniem gliny bazalnej do nich podczas szarży lodowca. Dopiero w fazie uspokojenia aktywności lodu po szarży, możliwe było statyczne dociskanie zalegającej już w szczelinach gliny i wypełnianie otwartych szczelin gliną bazalną aż do powierzchni lodu (Sharp 1985, 1988 za Jania 1993; Ryc. 3). Po zaniku lodu ujawniały się na powierzchni formy w postaci tzw. murów gliniastych (terminologia polska).

Formy szczelinowe (*crevasse squeeze ridges* – CSRs) związane z szarżami lodowców również opisywali Evans & Rea (1999, 2005); Evans i in. (1999, 2007) czy Waller i in. (2008) z przedpola lodowców islandzkich, a także Christoffersen i in. (2005) na przedpolu lodowca Elisebreena Svalbardzie. W każdym przypadku autorzy ci potwierdzili, że formy te miały postać niewysokich (1–3 m wysokości) wałów, zbudowanych z gliny bazalnej oddolnie wciśniętej do szczelin i były ukierunkowane prostopadle do kierunków ruchu lodowców, przyjmując tym samym zaproponowaną przez Sharp'a (1985) ich genezę. Przykład takich form prezentuje Fot. 1. Warto podkreślić, że są to formy krótkotrwałe, notowane jedynie w przypadku współczesnych lodowców i niemające szans zachowania od epoki plejstocenijskiej.

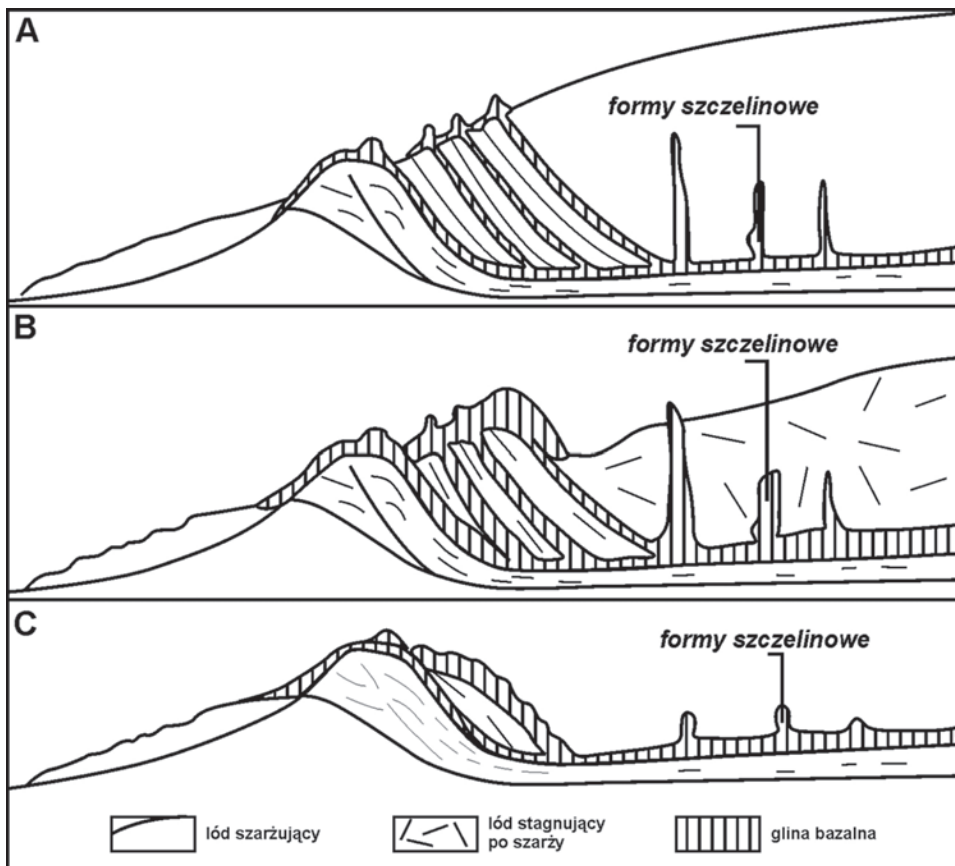
Reasumując, udokumentowane formy, powstające w szczelinach lodu szarżującego, charakteryzują się następującymi cechami (*vide* Tab. 1) : 1) pod względem morfologicznym – są to niewysokie, nieregularne wały o ostrokrawędzistych grzbietach, stromych zboczach; 2) pod względem geologicznym – zbudowane

Tabela 1. Zestawienie form w szczelinach lodu stagnującego i szarżującego dokumentowanych w literaturze
 Table 1. List of forms in crevasses of stagnant and surging ice documented in the references

Formy szczelinowe					
Lód stagnujący					
Autor	Terminologia	Morfologia	Litologia	Orientacja do kierunku ruchu lodu	
Flint (1928)	<i>crevasse fillings</i>	krótkie, pojedyncze wały (do 500 m długości)	osady glaciezjorne	równoległa	
Johnson (1975)	<i>crevasse fillings</i>	krótkie, pojedyncze wały	osady glacialne (głina spływową)	równoległa	
Bartkowski (1967)	<i>kemy glacifluwialne</i>	krótkie, pojedyncze wały	osady glacifluwialne	prostopadła	
Klimek (1969)	<i>kemy glacialimiczne</i>	pagórki, stoliwa o płaskim wierzchołku	osady glacialimiczne	brak informacji	
Dreimanis (1995)	<i>crevasse fillings</i>	wąskie wały, wydłużone pagórki (do 1–8 m wysokości, 100–200 m szerokości, 0,2–1,5 km długości) zlokalizowane ponad wydłużonym wałem o długości do 5 km i wysokości do 10 m	osady glacifluwialne, osady glacialne (głina bazalna)	równoległa	
Eyles i in. (1999)	<i>hummocky moraine</i>	pagórki z płaskim wierzchołkiem i wałami „okólnymi” w formie obwarzanków (<i>doughnuts</i>) (do 25 m wysokości)	osady glacialimiczne, osady glacialne (głina bazalna)	równoległa	
Eyles i in. (1999)	<i>linear disintegration ridges</i>	wąskie wały o ostrokrawędzistych grzbietach	osady glacialne (głina bazalna)	równoległa	

c.d. Tab. 1

Godlewska & Terpiłowski (2012)	<i>kemy glacialne</i>	krótkie, pojedyncze wały (do 1 km długości, 200 m szerokości, 10 m wysokości)	osady glacialne	prostopadła
Gruszka i in. (2012)	<i>ozy interlobowe</i>	Wały (o długości 0,4–1,3 km, szerokości 150 m, wysokości 10–15, maks. 40 m)	osady glacialne (głina spływowa)	równoległa
Santos (2012)	<i>kemy interlobowe</i>	ciągi asymetrycznych, okrągłych w planie pagórków o łagodnych stokach (15–20 m wysokości)	osady glacialne (głina spływowa)	równoległa
Lód szarżujący				
Autor	Terminologia	Morfologia	Litologia	Orientacja do kierunku ruchu lodu
Sharp (1984, 1985)	<i>crevasse fillings</i>	wąskie wały (o wysokości do 2–3 m, szerokości do 2 m) o stromych zboczach i ostrokrawędzistych grzbietach	osady glacialne (głina bazalna)	prostopadła
Sharp (1985)	<i>crevasse fill ridges</i>	wąskie wały (o wysokości do 2–3 m, szerokości do 2 m) o stromych zboczach i ostrokrawędzistych grzbietach	osady glacialne (głina bazalna)	prostopadła
Evans & Rea (1999, 2003), Evans i in. (1999, 2007) Christoffersen i in. (2005)	<i>crevasse squeeze ridges</i>	wały (1–3 m wysokości)	osady glacialne (głina bazalna)	prostopadła



Ryc. 3. Przykład form szczelinowych – *crevasse fillings* – powstających w lodzie szarżującym wg Sharp (1985, 1988 za Jania 1993): a) sytuacja bezpośrednio po szarży; b) sytuacja na początku fazy uspokojenia; c) sytuacja po recesji czoła

Fig. 3. Examples of *crevasse fillings* developing in surging ice according to Sharp (1985, 1988 after Jania 1993): a) situation directly after ice surge; b) situation at the beginning of the stagnant phase; c) situation after ice-front recession

wyłącznie z osadów subglacjalnych, tj. ilastej gliny bazalnej wciskanej do szczeliny z podłoża; 3) pod względem rozmieszczenia – wyłącznie równoległe do czoła lodowca/lądolodu, a tym samym prostopadłe do kierunku jego nasunięcia. W klasyfikacji geomorfologicznej przypisywano im różne terminy (*vide* Tab. 1): *crevasse infills*, *crevasse fill ridges*, *crevasse squeeze ridges* (por. m.in. Evans 2005 czy Benn & Evans 1998).



Fot. 1. Formy szczelinowe na przedpolu lodowca Hornbreen (Zatoka Hornsund, Spitsbergen) powstałe podczas szarży w 1993 roku (Fot. Jan Rodzik)

Photo 1. Crevasse fillings in the foreland of the Hornbreen glacier (Hornsund Bay, Spitsbergen Island) formed during surge in 1993 (Photo by Jan Rodzik)

DYSKUSJA

Na podstawie przeprowadzonego przeglądu dotychczas opisywanych w literaturze form szczelinowych widoczne są istotne różnice w cechach charakteryzujących formy powstałe w szczelinach lodu stagnującego i szarżującego, tj. w zakresie morfologii, budowy geologicznej oraz rozmieszczenia względem czoła lodowca/lądolodu (*vide* Tab. 1).

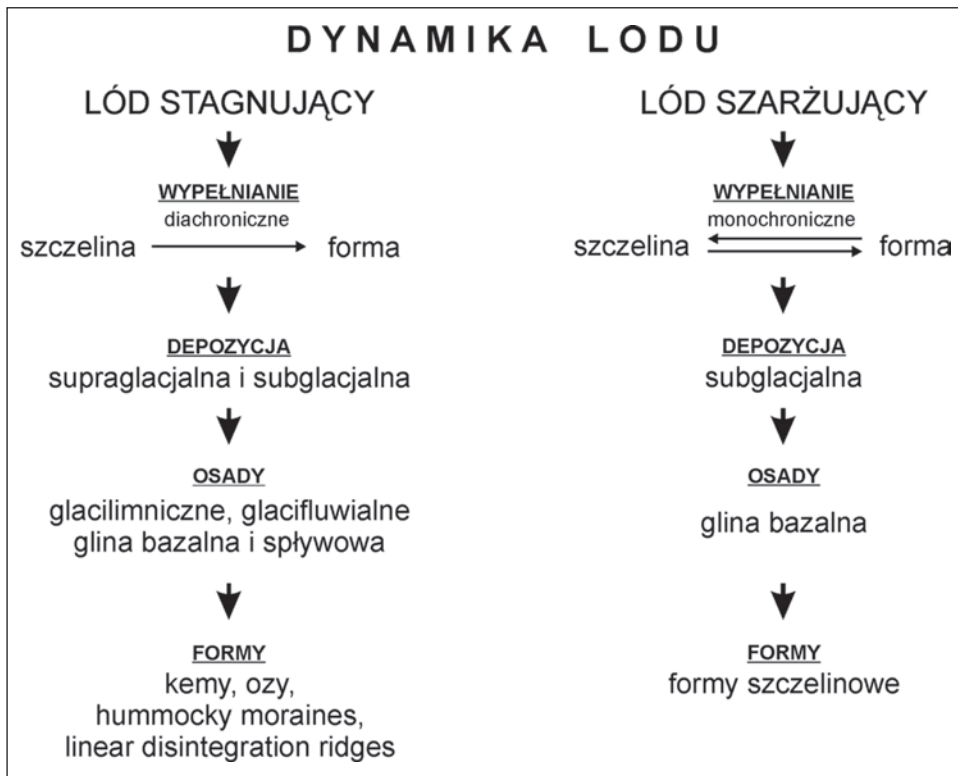
Morfologia form powstających w lodzie stagnującym jest charakterystyczna dla szczelin otwartych, rozszerzających się w miarę postępującej ablacji, stąd ich finalny kształt w postaci wałów, plateau z płaskim i/lub symetrycznym wierzchołkiem. Tymczasem, w lodzie szarżującym, odgórne zamknięcie szczelin lub ich tylko nieduża szerokość powoduje powstanie form o ostrokrawędzistych wierzchołkach. Ponadto, znacząca różnica w miąższości osadów tych form, tj. dokilkunastu, a nawet kilkudziesięciu metrów w lodzie stagnującym oraz do kilku metrów w lodzie szarżującym, wynika zarówno z przytoczonego odgórnego szerokiego lub wąskiego otwarcia albo zamknięcia szczelin, ale również z dłuższej ablacji najczęściej miąższego lodu w lądolodach plejstocenijskich niż cienkiej pokrywy stref marginalnych współczesnych górskich lodowców szarżujących.

Budowa geologiczna form w szczelinach lodu stagnującego, tj. dokumentowane w nich osady glacialfluwalne, glacialimniczne i ablacyjne, są typowe dla osadów subsródowniska supraglacialnego, spływających do szczelin z powierzchni lodu, mniej lub bardziej wysortowanych w zależności od udziału wody roztopowej. Występująca w szczelinach lodu stagnującego glina bazalna jest efektem oddolnego wciskania do szczelin w rezultacie obciążenia długotrwanie zalegającym lodem stagnującym. Jest to proces znacznie różniący się od wciskania gliny bazalnej w lodzie szarżującym. W nim bowiem, gdy glina w stopie łądolodu/lodowca przesycona jest wodą, wzmacnia ona proces poślizgu, redukując tarcie i ułatwiając szybki ruch lodu, a tym samym jego tensję i powstawanie szczelin. Jest ona w tym samym czasie dynamicznie, subglacialnie wciskana do oddolnie otwierających się przestrzeni w lodzie (wg Sharpa 1985, 1988 za Janią 1993) i jest to jedyny osad wypełniający szczeliny lodu szarżującego (*vide* Tab. 1).

Istotne różnice w formach, których osady deponowane są w szczelinach lodu o skrajnie różnych stanach dynamicznych, dotyczą również rozmieszczenia tych form (*vide* Tab. 1). Zaangażowanie osadów w formy o prostopadłym bądź równoległym ułożeniu względem czoła lodowego lub kierunku jego nasunięcia związane jest z rozkładem szczelin podczas transgresji lodowców/łądolodów. Lodowce aktywne o normalnym tempie nasunięcia charakteryzują się rozkładem szczelin równoległym do kierunku transgresji, a więc prostopadłym do czoła (por. Evans & Twigg 2002). Zatem większość form deponowanych w szczelinach, po osiągnięciu maksymalnego zasięgu już stagnujących lodowców/łądolodów plejstoceńskich ma kierunek równoległy do kierunku ich nasunięcia (*vide* Tab. 1). Niekiedy również przykłady tych form o poprzecznej orientacji mają związek nie z samą dynamiką lodowca/łądolodu, lecz z warunkami zewnętrznymi wywołującymi uszczelinienie lodu, np. ze specyficznymi warunkami podłoża, tj. jego morfologią (por. m.in. Terpiłowski 2007; Godlewska & Terpiłowski 2012), również wynikającą z izostacyjnych ruchów tego podłoża (np. Nitychoruk 1995; Gruszka i in. 2012). Tymczasem rozkład szczelin w lodzie szarżującym ma orientację wyłącznie poprzeczną do kierunku nasunięcia lodu, gdyż podczas szarży następuje podłużne rozciąganie jezora lodowcowego i rozdzielanie na oddzielne bloki wskutek działania naprężeń tensyjnych. Sprzyjają one powstawaniu szczelin równoległych do czoła lodu w wyniku szybkiego tempa ruchu lodu. Dlatego też w efekcie powstają formy w szczelinach rozmieszczone wyłącznie równolegle do czoła lodowców szarżujących (*vide* Tab. 1).

Powyższe różnice w morfologii, budowie geologicznej i rozmieszczeniu form w szczelinach lodu stagnującego i szarżującego mogą również wynikać z chronologii/następstwa powstawania szczelin i ich wypełniania. Kształtowanie form w szczelinach lodu stagnującego nie zachodzi synchronicznie z powstawaniem tych szczelin. Te powstają, gdy lód jest aktywny, dopiero w dalszej kolej-

ności, po ustaniu aktywności lodowca/lądolodu, zachodzi ich wypełnianie. Takie warunki paleogeograficzne prowadzą do powstania form, które można generalnie zaliczyć do form dezintegracji lodu np. *kemów*, *hummocky moraine* czy *linear disintegration ridges*, ale również i ozów (Ryc. 4). Tymczasem w lodzie szarżującym, powstawanie i wypełnianie szczelin zachodzi synchronicznie, tj. otwierająca się oddolnie szczelina jest natychmiast wypełniana wciskającą się gliną bazalną i dociskaną w jej obrębie jeszcze w trakcie szarży, jak również po jej ustaniu (Ryc. 4). Właśnie takie warunki paleogeograficzne możliwe są wyłącznie dla lodowców szarżujących, dlatego też tak powstające formy – według zaprezentowanych w literaturze przykładów – uznaje się w światowej literaturze za **formy szczelinowe sensu stricto** (Ryc. 4) i wiąże się je z krajobrazem lodowców szarżujących (ang. *terrestrial surging glacier land system* w rozumieniu Evans & Rea 2005).



Ryc. 4. Dynamika lodu a formy deponowane w szczelinach lodu stagnującego i szarżującego
Fig. 4. Ice dynamics and forms deposited in crevasses of stagnant and surging ice

WNIOSKI

Wypełnienia szczelin lodowych w kontekście ich genezy wiązano dotychczas ze skrajnymi stanami dynamicznymi lodu: stagnującego lub szarżującego. Przegląd literatury dokumentującej *formy szczelinowe* pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków:

1) Formy wypełniające szczeliny lodu stagnującego, to najczęściej wały, plateau, zbudowane z osadów glacialfluwalnych, glacialimnicznych, glacialnych, o różnym układzie: równoległym i prostopadłym do kierunku nasunięcia lodu. Są to formy charakterystyczne dla dezintegracji lodu. Miejsca ich depozycji, tj. szczeliny powstały podczas lodu aktywnego, a sama depozycja w szczelinach następowała zarówno w końcowej fazie aktywności, jak i w inicjalnej fazie stagnacji lodu.

2) Tymczasem formy szczelinowe *sensu stricto* odpowiadają formom glacialnym w postaci niskich, ostrokrawędzistych wałów, których depozycja w szczelinach następowała synchronicznie z formowaniem równoległych do czoła, a prostopadłych do kierunku nasunięcia lodu, szczelin lodowych. Takie warunki ich kształtowania są możliwe wyłącznie w lodowcach szarżujących. Depozycja takich form następuje oddolnie w górę szczelin poprzez wciskanie do nich gliny bazalnej.

Z dokumentowanych w literaturze przykładów form wynika, że tak zdefiniowane *formy szczelinowe* występują wyłącznie we współcześnie zlodowaconych obszarach wysokich szerokości geograficznych.

Praca została sfinansowana ze środków przyznanych w ramach Badań Statutowych „Młoda Kadra i Doktoranci” Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przemysłowej Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie.

LITERATURA

- Albrycht A., 2004. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Sarnaki*. Wyd. PIG, Warszawa.
- Bartkowski T., 1967. *O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej*. Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 7, 1,260.
- Benn D., Evans D.J.A., 1998. *Glaciers and Glaciation*. Edward Arnold, London.
- Benn D.I., Warren C.R., Mottram R.H., 2007. *Calving processes and dynamics of calving glaciers*. Earth Science Reviews, 82, 143–179.
- Bennett M.R., 2001. *The morphology, structural evolution and significance of push moraines*. Earth Science Reviews, 53 (3–4), 197–236.
- Bentley C.R., 1987. *Antarctic ice streams: a review*. Journal of Geophysical Research, 92, 8843–8858.

- Christoffersen P., Piotrowski J.A., Larsen N.K., 2005. *Basal processes beneath an Arctic glacier and their geomorphic imprint after a surge, Elisebreen, Svalbard*. Quaternary Research, 64, 125–137.
- Dreimanis A., 1995. *Landforms and structures of the waterlain west end of St. Thomas moraine, SW Ontario, Canada*. Geomorphology, 14, 185–196.
- Evans D.J.A., 2005. *Glacial Landsystems*. Edward Arnold, London.
- Evans D.J.A., Rea B.R., 1999. *Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a landsystems approach*. Annals of Glaciology, 28, 75–82.
- Evans D.J.A., Rea B.R., 2005. *Surging glacier landsystem*, [w:] Evans D.J.A. (ed.) *Glacial Landsystems*. Edward Arnold, London, 259–288.
- Evans D.J.A., Twigg D.R., 2002. *The active temperate glacial landsystem: a model based on Breiðamerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland*. Quaternary Science Reviews, 21, 2143–2177.
- Evans D.J.A., Lemmen D.S., Rea B.R., 1999. *Glacial landsystems of the southwest Laurentide Ice Sheet: modern Icelandic analogues*. Journal of Quaternary Sciences, 14, 7, 673–691.
- Evans D.J.A., Twigg D.R., Rea B.R. & Shand M., 2007. *Surficial geology and geomorphology of the Bruarjökull surging glacier landsystem*. Journal of Maps, 349–367.
- Eyles N., Boyce J.I., Barendregt R.W., 1999. *Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds*. Sedimentary Geology, 123, 163–174.
- Flint, R.F., 1928. *Eskers and crevasse fillings*. American Journal of Sciences, 15, 410–416.
- Flint R.F., 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley, New York.
- Friello C., Hanson G. niepublikowane. *Anatomy of a Crevasse Fill Ridge in Clara's Woods, Stony Brook, New York*.
- Godlewska A., Terpiłowski S., 2012. *Transverse, supraglacially-derived crevasse infillings in Pleistocene ice-sheet: genesis and sedimentary record*. Geomorphology, 161–162, 73–81.
- Gruszka B., Dobracka E., Langner A., 2011. *Poligenetyczny oz w Kluczkowie koło Świdwina, NW Polska*, [w:] M. Pisarska-Jamroży, R. Dobracki, *Osady glaciogeniczne fazy pomorskiej od Uckermark po Równinę Białogardzką*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 85–96.
- Gruszka B., Morawski W., Zieliński T., 2012. *Sedimentary record of a Pleistocene ice-sheet interlobate zone (NE Poland)*. Geologos, 2, 65–81.
- Jania J., 1993. *Glacjologia*. PWN, Warszawa.
- Johnson P.G., 1975. *Recent crevasse fillings at the terminus of the Donjek Glacier, St. Elias Mts., Yukon Territory*. Quaestiones Geographicae, 2, 53–59.
- Klimek K., 1969. *Wpływ rzeźby podłoża lądolodu na wykształcenie i budowę form kemowych w NW części Wyżyny Małopolskiej*. Folia Quaternaria, 30, 13–16.
- Krupa A., 2009. *Depozycja i postdepozycyjne deformacje osadów ozu – stanowisko Wielowicz-Wielowiczek, Pojezierze Krajeńskie*, [w:] M. Pisarska-Jamroży, Z. Babiński (red.), *Plejstoceńskie środowiska sedymentacyjne Pojezierza Pomorskiego*. Wyd. Uniwersytetu Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz, 84–89.
- Livingstone S.J., Evans D.J.A., Ó Cofaigh C., Hopkins J., 2010. *The Brampton kame belt and Pennine escarpment meltwater channel system (Cumbria, UK): morphology, sedimentology and formation*. Proceedings of Geological Association, 121, 423–443.
- Morawski W., 2009a. *Neotectonics induced by ice-sheet advances in NE Poland*. Geologos, 15, 199–217.
- Morawski W., 2009b. *Differences in the regional stratigraphy of NE Poland caused by vertical movements due to glacioisostasy*. Geologos, 15, 235–250.
- Nitychoruk J., 1995. *Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia*. Wyd. Towarzystwa Przyjaciół Międzyrzecza Podlaskiego, Międzyrzec Podlaski.
- Nye J.F., 1952. *The mechanics of glacier flow*. Journal of Glaciology, 2, 12, 82–93.
- Punkari M., 1997. *Glacial and glaciofluvial deposits in interlobate areas of the Scandinavian ice sheet*. Quaternary Science Reviews, 16, 741–753.

- Röthlisberger H. & Lang H., 1987. *Glacial hydrology*, [w:] A.M. Gurnell, M.J. Clark (eds.) *Glacio-fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective*. Wiley & Sons, Ltd. London, 207–284.
- Santos J.B., 2012. *Late Wisconsinan glacial geomorphology of the Kent Interlobate Complex*, Ohio, USA. *Finisterra*, 47, 93, 65–84.
- Sharp M., 1985. *Crevasse fill ridges – a landform type characteristic of surging glaciers?* *Geografiska Annaler*, 67A, 3-4, 213–220.
- Sharp M., 1988. *Surging glaciers: geomorphic effects*. *Progress in Physical Geography*, 12, 533–559.
- Stokes C.R., Clark C.D., 2001. *Palaeo-ice streams*. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1437–1457.
- Swihinbank C.W.M., 1954. *Ice streams*. *Polar Record* 7, 185–186.
- Terpiłowski S., 2007. *Genesis of transverse kame trains in eastern Poland*. *Sedimentary Geology*, 193, 59–69.
- Terpiłowski S., 2008. *Kemy jako wskaźnik deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia Warty*. Wyd. UMCS, Lublin.
- Waller R.I., VanDijk T., Knudson O., 2008. *Subglacial bedforms and conditions associated with the 1991 surge of Skeidararjökull, Iceland*. *Boreas*, 37, 179–194.
- Zieliński T., 1992. *Moreny Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*. *Prace Naukowe UŚ*, 1325.

SUMMARY

The paper presents discussion on crevasse fillings – one of a group of glacial forms whose formation is assigned by various authors to two peripheral dynamics of ice-sheet masses: stagnant ice and surging glaciers. Examples from literature of crevasse filling formation in these two states of dynamics are presented. The author makes an overview of documented in the literature examples of crevasse fillings forming in stagnant surging ice and discuss the differences between the group formed in stagnant and the group formed in surging ice. In the conclusion, the author proposes – at the background of references – assigning crevasse fillings to the surge dynamics of ice masses whereas glacial forms, which develop in stagnant ice crevasses, should not be termed crevasse fillings, but interpreted e.g. as kames, eskers, hummocky moraines.