

Góry lodowe Arktyki

Anna Styszyńska, Andrzej A. Marsz

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej Akademii Morskiej
ul. Sędzickiego 19, 81–374 Gdynia

Cechy gór lodowych

Według definicji WMO (World Meteorological Organization; 1970) za górę lodową (*iceberg*) uważa się zwartą bryłę lodu o dowolnym kształcie, odłamaną od lodowca, pływającą lub osiadłą na dnie i wystającą co najmniej 5 m nad lustro wody. Bryła ta winna mieć powierzchnię przekraczającą 300 m². Mniejsze bryły lodu lodowcowego, wystające ponad poziom wody od 1 do 5 m i zajmujące powierzchnię od około 100 do 300 m² nazywane są odłamami gór lodowych (*bergy bit*), a gdy wystają ponad lustro wody na wysokość mniejszą niż 1 metr i zajmują powierzchnię około 20 m² – odławkami gór lodowych lub growlerami (*growler*). Góry lodowe można charakteryzować według różnych cech: kształtu, rozmiarów, genezy, obszarów występowania.

Kształt gór lodowych zależy od ich pochodzenia oraz stopnia zniszczenia przez procesy topnienia i erozji. Wyróżnia się (Diemand 2001) dwa typy gór lodowych: stołowe (*tabular iceberg*) i niestołowe (*non-tabular iceberg*).

Góry stołowe charakteryzują się horyzontalnym uwarstwieniem lodu, pionowymi ścianami oraz rozległymi, płaskimi lub słabo nachylonymi i pofalowanymi powierzchniami wierzchołka (rys. 1). Stosunek długości do wysokości takiej góry winien przekraczać 5:1. Jeżeli ten stosunek mieści się w przedziale od 3:1 do 5:1 (Determination of Iceberg Draft and Shape 2004) i powierzchnia wierzchołkowa jest płaska lub lekko zaokrąglona, czasami nierówna, często pocięta szczelinami, to taka góra nazywana jest blokową (*blocky iceberg*). Góry stołowe powstają w wyniku obłamywania się lodów szelfowych (*ice shelf*), rzadziej – lodowców wyprowadzających (*outlet glacier*). Góry blokowe odłamują się od lodowców wyprowadzających lub szybkich strumieni lodowych (*ice stream*). Olbrzymie bryły lodu odłamane od arktycznych lodów szelfowych, wystające ponad 5 metrów nad lustro wody, o powierzchniach od kilku tysięcy metrów kwadratowych do 500 km² lub nawet więcej nazywane są wyspami lodowymi (*ice island*). Grubość takich brył lodu waha się od 15 (Borodachev i in. 1994) – 30 (WMO Sea-ice nomenclature 1970) do 50–60 m, a ich powierzchnia wierzchołkowa jest zazwyczaj regularnie pofalowana, co z lotu ptaka nadaje jej "zębrowany" wygląd.

Wśród gór nie mających kształtu stołowego wyróżnia się góry: piramidalne, kopulaste i zero-dowane (o nieregularnych kształtach) typu: klin i suchy dok (Diemand 2001). Międzynarodowy Patrol Lodowy do tego typu gór zalicza również góry blokowe, stanowiące pośrednią formę między górami stołowymi i piramidalnymi (International Ice Patrol, MANICE 2005). Góry piramidalne (*pinnacled iceberg*) mają kształt zbliżony do piramidy o na ogół ostrym, centralnym wierzchołku

lub kilku strzelistych iglicach (rys. 1). Powstają w wyniku obłamywania się barier i klifów lodowych lodowców dolinnych i zlodowacenia pokrywowego lub rozpadu stołowych gór lodowych.

Kształt kopulasty (*domed iceberg*) mają góry lodowe, które długo przebywały w morzu i wskutek silnego zerodowania utraciły swoją stateczność, przewróciły się, wynosząc ponad powierzchnię wody swoją dotychczas zanurzoną część. Góry kopulaste charakteryzują się gładkimi, wyrównanymi ścianami i zaokrąglonymi wierzchołkami. Nie zawsze gdy góra lodowa traci swój dotychczasowy stan równowagi dochodzi do jej przewrócenia. Często w wyniku odłamania się fragmentu lodu góra taka ulega jedynie przechyleniu. Charakterystyczną cechą gór lodowych pochyłonych (*sloping iceberg*) jest ukośne lub pionowe ułożenie warstw lodu (lub przewarstwień mineralnych) i wynurzenie części góry do tej pory znajdującej się w wodzie. Ta część ścian lodowych, które nigdy nie były zanurzone jest chropowata, a ta, która uległa wynurzeniu gładka i zaokrąglona (rys. 1). Góry tego typu klasyfikowane są przez Międzynarodowy Patrol Lodowy jako kopulaste.

Gdy dochodzi do rozpadu góry stołowej jej niektóre fragmenty tworzą mniejsze, podłużne góry, które w przekroju przypominają klin (*wedged iceberg*): ściany boczne z jednej strony są strome lub pionowe, a z drugiej bardzo słabo nachylone. Wierzchołek takiej góry jest raczej płaski, często płynnie przechodzący w słabo nachyloną ścianę boczną. Góry typu klin powstają również w wyniku bezpośredniego obłamywania się klifów lodowych.

Góry zerodowane posiadają nieregularne, często fantazyjne kształty powstałe w efekcie długotrwałego niszczenia gór lodowych przez procesy topnienia i erozji. Wśród tego typu gór wyróżnić można góry typu suchy dok (*drydocked iceberg*) i zwietrzałe (*weathered iceberg*). Charakterystyczną cechą góry typu suchy dok jest wyerodowane przez fale U-kształtne przecięcie, którego podstawa znajduje się na ogół na linii wody lub nieco poniżej i występujące po bokach kolumny lub piramidy (rys. 1). Góry zwietrzałe to góry, które w wyniku procesów wietrzenia uległy tak znacznemu zniszczeniu, że całkowicie utraciły swój początkowy kształt. Często ponad powierzchnią wody widoczne są jedynie pojedyncze kolumny, wieże lub iglice połączone ze sobą tylko pod wodą, a czasami kształty takich gór przypominają "zamek" czy "bramę" (rys. 1). Góry tego typu po 1981 r. klasyfikowane są jako góry piramidalne (Determination of Iceberg Draft and Shape 2004), a jeżeli nie da się wyróżnić wyraźnego wierzchołka – jako góry o nieregularnych kształtach (*non-tabular iceberg*).

Rozmiary gór lodowych zależą od mechanizmu obłamywania lodu, wieku gór lodowych oraz intensywności procesów ich topnienia i erozji. Obłamywanie się lodu z brzegów lodowych w literaturze polskiej omawiają Zakrzewski (1983), Marsz (1987) i Jania (1988, 1997).

Proces obłamywania się lodu skutkujący powstaniem gór lodowych nazywa się często "cieleciem się lodowca" (*calving*). Morfometria góry lodowej w momencie jej powstania uzależniona jest od morfologii brzegu lodowego i mechanizmu obłamywania lodu. Mechanizm i skala tego procesu zależy od wielu czynników (typu lodowca, miąższości lodu w strefie brzeżnej lodowca, długości klifu lodowego, stopnia spękania i wytrzymałości lodu, prędkości zsuwania się lodowca do morza, nachylenia dna morskiego, głębokości pod brzeżną partią lodowca i na jej przedpolu, warunków hydrometeorologicznych), ale przede wszystkim od stopnia zrównoważenia hydrostatycznego brzegu lodowego.

Od lodowca opartego o dno odłamywać się będą inne góry lodowe niż od lodowca pływającego. Inny będzie mechanizm odłamywania się lodu od pływających szybkich strumieni lodowych, a inny od lodowców o wolnym ruchu (Robe 1980). Od lodowca opartego o dno obłamują się małe góry lodowe, o długości mniejszej od grubości lodowca. Ze względu na swoje rozmiary mają one tylko



Odlam góry lodowej, Hornsund (Svalbard)



Góra lodowa stołowa, E Grenlandia



Góra lodowa piramidalna, E Grenlandia



Góra lodowa blokowa, E Grenlandia



Góra lodowa kopulasta na E od Edgeoi



Góra lodowa typu "suchy dok", E Grenlandia



Góra lodowa pochylona, E Grenlandia

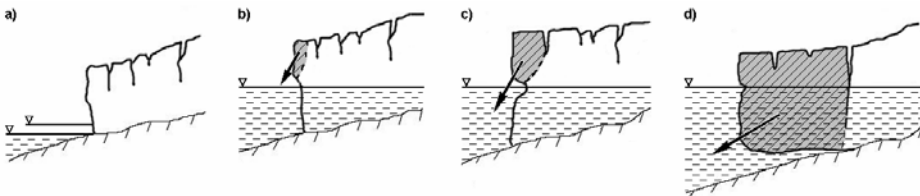


Góra lodowa typu "brama", E Grenlandia

Rys. 1. Kształty gór lodowych Arktyki (zdjęcia J. Marsz)

lokalne znaczenie. Od pływających lodowców wyprowadzających i strumieni lodowych, których długość bariery lodowej 7-krotnie przewyższa ich szerokość odłamują się góry lodowe o większych rozmiarach, o szerokości na ogół równej grubości lodu i długości kilkukrotnie większej od grubości lodu (Reeh 1968). Największe góry lodowe odłamywać się będą od lodów szelfowych.

Wśród brzegów lodowych wyróżnia się dwa podstawowe typy. Pierwszy z nich powstaje wtedy, gdy spływający do morza lodowiec opiera się o dno (*grounding glacier, non-floating glacier, tidewater glacier*¹). Brzeg lodowy nazywa się wtedy ścianą lodową (*ice wall*) lub klifem lodowym (*ice cliff*). Ściany i klify lodowe tworzą kończące się w morzu lodowce dolinne, lodowce wyprowadzające, kopuły lodowe i wolno poruszający się lód zlodowacenia pokrywowego. Stopień zanurzenia lodu w wodzie może być różny. Jeżeli lód, jak pisze Marsz (1987), tylko okresowo (przynajmniej w czasie kulminacji pływu) zanurzony jest w wodzie, to taki brzeg nazywa się klifem lodowym o stopie okresowo zanurzonej (rys. 2 a). Na takich brzegach powstawać mogą tylko niewielkie okruchy lodu (o średnicy <2 m) nazywane gruzem lub druzgotem lodowcowym (*brash ice*) oraz niekiedy bryły lodu wielkości growlerów. Odrywają się one z nadwodnej części klifów głównie latem, w okresie silnego usłonecznienia i tworzą u podnóża klifu zwałowisko rozładowywane w czasie wysokich stanów wody. Jeżeli natomiast lód przez cały czas znajduje się w kontakcie z wodą i nawet w czasie najniższej niskiej wody stopa jest zanurzona, to taki brzeg nazywa się ścianą lodową lub klifem lodowym o stopie zanurzonej (rys. 2 b i c). Od takiego brzegu odrywać się mogą nieco większe bryły lodu – na ogół wielkości małych gór lodowych i ich odłamów.



Rys. 2. Typy brzegów lodowych i schemat oblamywania się gór lodowych (objaśnienia w tekście).
a) – klif lodowy o stopie okresowo zanurzonej, b) i c) – ściana lodowa, d) – bariera lodowa;
zaszraflowano oblamujący się lód

Drugi typ brzegu lodowego tworzy się wtedy, gdy lodowiec nie jest oparty o dno, lecz pływa na wodzie (rys. 2 d), będąc najwyżej tylko w kilku punktach wsparty o dno. Brzeg lodowy nazywa się wtedy barierą lodową (*ice front*). Bariery tworzą lody szelfowe (*ice shelf*), niektóre lodowce wyprowadzające (*floating outlet glacier*) i niekiedy przechodzące w stan pływający lodowce dolinne (*floating valley glacier*). Od tego typu brzegu odłamywać się mogą fragmenty lodu o nawet bardzo dużych rozmiarach.

Charakterystyczną cechą morfologii barier, ścian i klifów lodowych jest ich bardzo duża stromość. Większość z nich jest pionowa, często przewieszona i w różnym stopniu spękana. Największą liczbę szczelin wykazują ściany lodowców wyprowadzających i lodospadów, a najmniejszą – lody szelfowe. Bardzo często na poziomie między niską i wysoką wodą pływu występuje nisza abrazyjna,

¹ Termin ten został jak podają Benn i Evans (1998) wprowadzony przez Powella (1984), który badał uchodzące do morza lodowce Alaski. Należy jednak pamiętać, że nie każdy lodowiec opierający się o dno występuje na wybrzeżu pływowym, choć takie w Arktyce przeważają.

czasami o dużej głębokości (rys. 2 c). Przeciętne głębokości nisz abrazyjnych wynoszą 2.5–3.5 m, sporadycznie sięgając 5–6 m (Marsz 1987). Występowanie w ścianach lodowych głęboko wciętych nisz wskazuje, iż od dłuższego czasu na takich ścianach nie dochodziło do obrywania się lodu.

Przyczyną odłamywania się gór lodowych jest jednoczesne działanie wielu czynników. Jednymi z głównych są zmiany poziomu morza wywołane pływami (Holdsworth 1970, Legrésy i in. 2004), falami martwymi (Holdsworth 1977, Holdsworth i Glynn 1978) i anemobarycznymi powstającymi przy przechodzeniu głębokich układów niskiego ciśnienia (Bujnickij 1973) oraz naprężenia styczne wiatru. Zdarza się, że góry lodowe powstają w efekcie kolizji dużej góry lodowej z barierą lodu szelfowego lub jednej góry lodowej z drugą (Robin 1979, Holdsworth i Glynn 1981). Istotne znaczenie mają również czynniki hydrometeorologiczne takie jak zmiany temperatury powietrza i radiacji oraz sum opadu, zwłaszcza wtedy, gdy strefa brzeżna lodu pocięta jest dużą liczbą radialnych i poprzecznych szczelin. W warunkach intensywnej ablacji i obfitych opadów ciekłych, gdy dochodzi do wypełnienia szczelin wodą, proces cielenia ulega wyraźnemu przyspieszeniu (Fastook i Schmidt 1982). Z tej przyczyny cielenie lodowca jest procesem sezonowym osiągającym swoje maksimum pod koniec lata.

Pierwszy schemat obłamywania się gór lodowych podał Lliboutry w 1965 roku (w pracy *Traité de Glaciologie*). Był on później cytowany przez wielu autorów (m.in. Syvitskiego i in. 1987, Benna i Evansa 1998), a w Polsce przez Zakrzewskiego (1983; za Darchenem 1977) i Marsza (1987). W schemacie tym wyróżnia się cztery podstawowe postacie cielenia się lodowca. Gdy lodowce są niezrównoważone hydrostatycznie (oparte o dno) do obłamywania się lodowca dochodzi wtedy, gdy:

- 1 – w strefie kontaktu ciepłej wody morskiej i lodu dochodzi do wytworzenia się gradientów termicznych w lodzie skutkujących powstaniem szczelin i pęknięć (rys. 2 b);
- 2 – w procesie abradowania klifu przez fale dochodzi do powstania obszernych nisz termobrazyjnych (rys. 2 c).

W obu przypadkach najpierw musi dojść do zachwiania równowagi grawitacyjnej klifu przez podcięcie go od dołu. Jaki proces doprowadza do powstania szczelin i pęknięć w górnej części klifu, wzdłuż których następuje potem odłamywanie lodu, jest, jak pisze Marsz (1987), dla samego procesu cielenia obojętne. Mogą to być szczeliny powstałe wskutek naprężeń w poruszającym się lodzie, zarówno z dala od brzegu jak i w partii brzeżnej (pod wpływem zmiennych sił przylegania do podłoża powodowanych przez zjawiska pływowe) czy też pęknięcia powstałe po przekroczeniu wytrzymałości lodu na zginanie lub w efekcie działania gradientów termicznych;

- 3 – po szybkim cofnięciu się górnej części klifu lodowego, pozostała na miejscu dolna część tego klifu odłamuje się wskutek działania sił wyporu hydrostatycznego.

Ta postać cielenia się lodowców budzi wątpliwości. Nie jest jasne, zdaniem Marsza (1987), jakie procesy, miałyby utrzymywać dolną, odsadzoną partię klifu i równoważyć działanie sił wyporu. Według tego autora takie przypadki należy uznać za coś wyjątkowego i jeżeli zachodzą, to w ich efekcie nie powstają góry lodowe, a jedynie odłamy, odłamki i gruz lodowcowy;

- 4 – dochodzi do pęknięcia wzdłuż szczelin lodowca przechodzących przez całą grubość lodu (rys. 2 d).

Ta postać cielenia się lodowca może dać góry lodowe tylko wtedy, gdy lodowiec jest zrównoważony hydrostatycznie lub w momencie gdy osiąga ten stan. Dotyczy więc barier lodów szelfowych i krawędzi lodowców, kopuł lodowych i zlodowacenia pokrywowego, schodzących do głębokiej wody

i przechodzących przez strefę wypływania². Bardziej szczegółowo odlamywanie gór lodowych od barier lodu szelfowego omówione jest w niniejszym tomie³ przez A. Marsza.

W procesie oblamywania się lodu z klifów, ścian i barier lodowych powstają bryły lodu o zróżnicowanych rozmiarach, od bardzo małych (gruz lodowcowy) do bardzo dużych (największe góry lodowe). Ponieważ miąższość lodowców, ich dynamika i stopień uszczelinienia oraz warunki powstawania gór lodowych w poszczególnych rejonach są różne, to góry lodowe tam powstałe charakteryzują się zróżnicowaniem rozmiarów. Dla danego lodowca liczba odlamujących się od niego gór lodowych może się zmieniać z roku na rok, jednakże ich rozmiary będą takie same, gdyż mechanizm cielenia i czynniki mu sprzyjające nie zmieniają się (Kollmeyer i in. 1977, za Robem 1980). Dla każdego lodowca opartego o dno można więc, jak podaje Robe (1980), określić typowe rozmiary odlamujących się od niego gór lodowych. Stwierdzono również, że istnieje zależność między głębokością akwenu, do którego uchodzi taki lodowiec, a intensywnością odlamywania się gór lodowych. Miarą tej intensywności jest szybkość cielenia (*calving speed, calving rate*; Brown i in. 1982, Jania 1988, 1991, 1997; Pelto i Warren 1991, Van der Veen 1996). W ostatnich latach ukazało się sporo prac referujących wyniki badań modelowych nad tempem cielenia się różnych lodowców opartych o dno (m.in. Vieli i in. 2000, Hanson i Hooke 2000, 2003, Viens 2001, Oerlemans i Nick 2006). Wskazują one na nieliniowe związki tempa cielenia ze zmianami klimatycznymi, przejawiającymi się między innymi zmianami temperatury i zasolenia wody.

Największe rozmiary dana góra lodowa ma zaraz po swoim powstaniu, później, w miarę upływu czasu i działania procesów topnienia i erozji jej rozmiary ulegają zmniejszaniu. Góry stołowe charakteryzują się z reguły większymi rozmiarami niż góry piramidalne i kopulaste. Ponieważ rozmiary gór lodowych zależą od grubości lodowców, od których się odrywają, to z racji dużej miąższości lodowców spływających z kontynentu Antarktydy góry lodowe tam powstające mają na ogół znacznie większe rozmiary od tych, które powstają w Arktyce.

Opracowano kilka klasyfikacji gór lodowych ze względu na ich rozmiary. W Arktyce powszechnie wykorzystuje się klasyfikację opracowaną przez Międzynarodowy Patrol Lodowy (oddział amerykańskiej Straży Przybrzeżnej; U.S. Coast Guard International Ice Patrol). Oparta jest ona na statkowych, wizualnych (wykonywanych za pomocą sekstantu i radaru) obserwacjach wysokości i rozciągłości poziomej nadwodnych części gór lodowych występujących na Morzu Labrador i Wielkich Ławicach (tab. 1), na akwenach, na których co roku przebywa dużo gór lodowych, i które są od wielu lat śledzone według tej samej metodyki. Podstawą klasyfikacji są rozmiary niestołowych gór lodowych, typu gór najczęściej występującego na tych akwenach.

W przypadku gór stołowych, małe góry mają wysokość mniejszą od 6 m, średnie – od 6 do 15 m, a duże – powyżej 15 m (Ice Navigation in Canadian Waters 1999). Wyspy lodowe na ogół wystają ponad powierzchnię wody na 5 do 15 m (Borodachev i in. 1994, Koenig i in. 1952).

W Arktyce góry lodowe na morzach euro-azjatyckich (Barentsa, Karskim, Łaptiewów) najczęściej mają wysokość od 5 do 25 m, długość od 100 do 150 m i zanurzenie 50–60 m, osiągające czasami 100 m. Wschodniogrenlandzkie góry lodowe są na ogół znacznie większe. Średnia wysokość tych

² Lodowiec uzyskuje pływalność kiedy głębokość akwenu jest większa od około 0.9 grubości lodu (Benn i Evans 1998): $hw = (\rho_l / \rho_w)h_l$; gdzie: hw – głębokość wypływania, h_l – grubość lodu, ρ_l – gęstość lodu, ρ_w – gęstość wody (przy gęstości lodu 0.917 g/cm^3 i wody 1.027 g/cm^3 , $hw = 0.89 h_l$).

³ A.A. Marsz – Zmiany pokrywy lodów morskich i lodów szelfowych w Antarktyce, str. 43–75 w tym tomie.

gór wynosi 50–60 m, a maksymalna do 120 m; głębokość zanurzenia nie przekracza 150 m. Jeszcze większe rozmiary osiągają zachodniogrenlandzkie góry lodowe. Ich wysokość może przekraczać 100 m (w 1958 r. zaobserwowano na Zatoce Baffina górę piramidalną o wysokości 168 m), długość – 1500 m, a zanurzenie – 400 m (Borodachev i in. 1994).

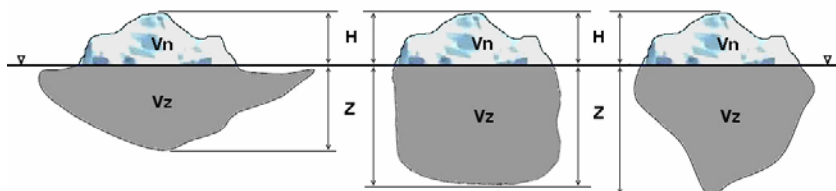
Tabela 1

Rozmiary niestołowych gór lodowych według Międzynarodowego Patrolu Lodowego

Opis góry lodowej	Wysokość [m]	Długość [m]	Przybliżona masa [Mt]
odłamek góry lodowej	< 1	< 5	0.001
odłam góry lodowej	1–5	5–14	0.01
mała góra lodowa	6–15	15–60	0.1
średnia góra lodowa	16–45	61–122	2
duża góra lodowa	46–75	123–213	10
bardzo duża góra lodowa	> 75	> 213	> 10

Jedną z ważnych cech morfometrycznych góry lodowej jest jej zanurzenie. Aby góra mogła swobodnie dryfować po danym akwenie jej zanurzenie musi być mniejsze od głębokości akwenu. Zanurzenie góry zależy od gęstości lodu, z którego jest zbudowana i gęstości wody, w której pływa oraz od jej kształtu. Góry lodowe w zależności od ich pochodzenia mogą być budowane z lodu lodowcowego o różnej porowatości. Góry odłamujące się od krawędzi lodowców wyprowadzających i strumieni lodowych związanych ze zlodowaceniem pokrywowym Grenlandii zbudowane są z lodu o niewielkiej porowatości (3–8%) i dużej gęstości (0.88–0.91 g/cm³). Góry odłamujące się od niższych kopuł lodowych i lodowców dolinnych mogą być w górnej części zbudowane z nie w pełni zmetamorfizowanego lodu. Porowatość lodu może zatem wzrosnąć do 7–15%, a gęstość zmaleć do 0.78–0.88 g/cm³. W lodach szelfowych linia firnowa znajduje się praktycznie na linii wody. W rezultacie gęstość lodu w górze oderwanej od lodu szelfowego będzie rosła od około 0.30–0.35 g/cm³ w powierzchniowej warstwie śnieżnej, 0.45–0.55 g/cm³ w firnie na głębokości 10–30 m, do 0.86–0.89 g/cm³ na głębokości 60 m (Robe 1980). Gęstość lodu maleje w przypadku lodu mocno uszczelnionego.

Przy gęstości wody morskiej wynoszącej 1.027 g/cm³ i gęstości lodu równej 0.91 g/cm³ około 89% masy góry lodowej znajduje się pod wodą. Przy gęstości lodu 0.78 g/cm³ procent masy lodu znajdującej się pod wodą maleje do 76, a przy średniej gęstości lodu występującej w górach spotykanych w Arktyce – 0.83 g/cm³ – wynosi 81. Można więc powiedzieć, że stosunek masy nadwodnej i zanurzonej części góry lodowej (V_n i V_z na rys. 3) osiąga w przybliżeniu 1:8. Jeżeli założyć, że góra lodowa ma kształt prostopadłościanu, to stosunek jej wysokości do zanurzenia (H i Z na rys. 3) wynosił będzie w przybliżeniu 1:5.



Rys. 3. Przykładowe kształty podwodnej części gór lodowych (objaśnienia w tekście)

Nadwodna część góry niewiele mówi o formie i rozmiarach całej góry lodowej. Góry, które nad wodą mają podobne kształty, pod wodą mogą się bardzo mocno różnić (rys. 3). Powierzchnia góry na linii wodnej może być znacząco inna od tej, jaką góra ma pod wodą. Z tego względu trudno jest określić (jeżeli nie dysponuje się obserwacjami sonarowymi) jaki konkretny kształt ma góra pod wodą oraz jakie jest jej zanurzenie.

Badania podwodnych części gór lodowych umożliwiły stworzenie empirycznych formuł pozwalających na podstawie wymiarów nadwodnej części góry lodowej oszacować w przybliżeniu jej zanurzenie i masę⁴. Stosowalność tych formuł jest jednak ograniczona tylko do przypadków, gdy góra zbudowana jest z lodu jednolitego pod względem gęstości. Duża liczba obserwacji przeprowadzonych przez Międzynarodowy Patrol Lodowy w rejonie Wielkich Ławic i Morza Labrador pozwoliła na określenie przybliżonego stosunku wynurzonej i zanurzonej części gór lodowych przy różnych kształtach ich nadwodnych części (tab. 2). Stosunek ten w przypadku arktycznych wysp lodowych, zbudowanych w dużej mierze z firnu, wynosi od 1:1 do 1:4.

Tabela 2

Szacunkowe wartości stosunku części wynurzonej i zanurzonej różnych typów gór lodowych (wg Newfoundland and Labrador Pilot 1978 i Physical Environment of Eastern Davis Strait 1998)

Typ góry	Stosunek	Typ góry	Stosunek
stołowa	1:7 – 1:5	kopulasta	1:4
blokowa	1:5	piramidalna	1:3 – 1:2
klin	1:5	"suchy dok"	1:1

Zanikanie gór lodowych

Destrukcja gór lodowych rozpoczyna się w momencie ich powstania. Przyczyniają się do tego procesy topnienia lodu i dezintegracji blokowej. Intensywność tych procesów zależy od warunków hydrometeorologicznych, które opóźniają lub przyspieszają moment zaniku gór lodowych.

Topnienie zachodzi wskutek dopływu ciepła do powierzchni góry lodowej. Wynurzona część góry lodowej topnieje gdy dochodzi do dopływu energii promienistej Słońca do lodu w warunkach dodatniej temperatury powietrza. Wielkość radiacji uzależniona jest od szerokości geograficznej i lokalnych warunków meteorologicznych (zachmurzenie, występowanie mgieł). Typową wartość nasłonecznienia latem w rejonie Wielkich Ławic Veitch i Daley (2000) szacują na 300 J/m² s. Odpowiada to topnieniu 2 mm lodu w ciągu godziny na powierzchni horyzontalnej i mniej niż 2 mm/h na powierzchniach nachylonych. Na 50°N średnie topnienie czystej góry lodowej wywołane insolacją, przy przeciętnym zachmurzeniu nieba jakie występuje w rejonie Wielkich Ławic, może być oszacowane (White i in. 1980) na około 1 cm/dzień w okresie krótkiego dnia (XI–II) i 3–3.5 cm/dzień w okresie letnim (V–VIII). Temperatura powietrza steruje pochłanianiem energii słonecznej poprzez kształtowanie wielkości albedo powierzchni lodu (albedo zabrudzonego lodu wynosi od 15 do 25%,

⁴ Według Diemand (2001) jeżeli znana jest wysokość, długość i szerokość [m] góry lodowej to jej masę [t] można oszacować według formuły: masa = 3.01 x wysokość x szerokość x długość. Oceny zanurzenia można z dobrym przybliżeniem dokonać za pomocą formuły: zanurzenie = 49.4 x (wysokość)^{0.2}. Omówienie innych formuł i modeli pozwalających na szacowanie parametrów podwodnej części gór lodowych różnych kształtów występujących na NW Atlantyku zawierają między innymi prace Barker i in. (2004) i McKenny (2004, 2005).

czystego – od 34 do 51%, firnu – od 43 do 69%, topniejącego śniegu – od 66 do 88%; Paterson 1994) oraz reguluje możliwość odpływu wody z topniejącego lodu. Nawet przy dużym dopływie radiacji, przy ujemnej temperaturze powietrza woda z topniejącego lodu ponownie zamraża i ablacja osiąga znikome rozmiary. Kollmeyer (1966, za Robem 1980) rozpatrując bilans radiacyjny góry lodowej stwierdził, iż zarówno promieniowanie bezpośrednie jak i rozproszone jest w stanie zabezpieczyć nie więcej niż 1% energii potrzebnej do jej stopienia. Jednakże radiacja decyduje o wielkości naprężeń termicznych powstających w warstwie powierzchniowej lodu. W warunkach szybkozmiennej insolacji (zmienne zachmurzenie, dzień-noc) prowadzi to do intensywnej eksfoliacji lodu.

Topnienie zanurzonej części góry lodowej zachodzi pod wpływem rozpuszczania lodu i termabrazji. Jak podaje Marsz (1987) proces rozpuszczania się lodu lodowcowego w wodzie morskiej o ujemnej temperaturze (w temperaturze niższej od temperatury topnienia lodu) zależy od zasolenia i temperatury wody oraz prędkości opływu lodu przez wodę. Główną rolę w kształtowaniu tego procesu odgrywa wnikanie w lód jonów soli rozpuszczonych w wodzie morskiej i powstawanie solanki o bardzo niskiej temperaturze krzepnięcia. Sprawność tego procesu rośnie wraz ze wzrostem temperatury wody i prędkości opływu lodu. Prędkość rozpuszczania się lodu w wodzie o temperaturze około -1.8°C szacowana jest na nie mniej niż 40 g/cm^2 na rok (Bujnickij 1973; Josberger 1977 za Robem 1980). Daje to w ciągu roku warstwę rozpuszczonego lodu o grubości 44–50 cm (Robe 1980, Marsz 1987).

Znacznie bardziej sprawny jest proces abrazji termicznej. Polega na przekazywaniu ciepła od wody do lodu i powoduje jego topnienie. Warunkiem niezbędnym do zaistnienia tego procesu jest temperatura wody wyższa od 0°C i ciągła wymiana wody w warstwie przyległej do lodu zachodząca pod wpływem falowania i prądów morskich. Tempo abrazji termicznej jest, jak pisze Marsz (1987), uzależnione wprost proporcjonalnie od temperatury wody i intensywności falowania oraz odwrotnie proporcjonalnie do gęstości lodu. Autor ten wykorzystując formuły podane przez Arego (1980) obliczył postępy termabrazji w funkcji temperatury wody morskiej, przy prędkości prądu opływającego 1 m/s oraz fali o wysokości 1 m (tab. 3) i zwrócił uwagę na to, że efektywność tego procesu jest wielokrotnie wyższa od abrazji mechanicznej zachodzącej na brzegach zbudowanych z luźnych utworów w okresie silnych sztormów.

Tabela 3

Efekty abrazji termicznej lodu o gęstości 0.91 g/cm^3 w funkcji temperatury wody morskiej
 A – przy prędkości prądu opływającego lód 1 m/s i wysokości fali $h = 1\text{ m}$,
 B – przy prędkości prądu opływającego lód 2 m/s i wysokości fali $h = 2\text{ m}$

Temperatura wody [$^{\circ}\text{C}$]	Czas potrzebny do stopienia warstwy lodu grubości 1 m [godz.]		Postęp termabrazji [m lodu/dobę]	
	A	B	A	B
+15.0	2.5	1.6	9.59	14.95
+10.0	3.8	2.4	6.39	9.97
+7.5	5.0	3.2	4.80	7.47
+5.0	7.5	4.8	3.20	4.98
+4.0	9.4	6.0	2.56	3.99
+3.0	12.5	8.0	1.92	2.99
+2.0	18.8	12.0	1.28	1.99
+1.0	37.5	24.1	0.64	1.00
+0.5	75.1	48.2	0.32	0.50
+0.1	375.3	240.8	0.06	0.10
+0.01	3753.5	2408.4	0.01	0.01

Aby dochodziło do abrazji termicznej, dopływ ciepła od wody morskiej winien przewyższać odpływ ciepła w lód. Ten ostatni odbywa się drogą przewodnictwa cieplnego i jest wielokrotnie wolniejszy. O ile temperatura lodu na styku z wodą wynosi około -2° , to już na głębokości kilku metrów (2–3 m – Diemand 1984, Løset 1993; 10–20 m – Jones 2006) temperatura lodu zbliżona jest do tej, jaką ma lodowiec, od którego dana góra się oderwała (od -13°C w górach na Morzu Barentsa do -20°C we wnętrzu gór lodowych na Morzu Labrador).

Jak wynika z tabeli 3, topnienie podwodnej części góry lodowej jest bardzo wolne w wodzie o niskiej temperaturze i gwałtownie rośnie gdy temperatura wody przekroczy 10°C . Zatem dopóki góra lodowa dryfuje w wodach zimnych (0 – 2°C) prądów morskich, może w nich przebywać (jeśli jest tylko odpowiednio duża) nawet przez kilka-kilkanaście lat, natomiast dotarcie góry w obszar ciepłych wód skutkuje jej gwałtownym zanikiem.

Przy występowaniu temperatury powietrza rzędu kilku stopni powyżej 0°C i silnym dopływie promieniowania słonecznego intensywność topnienia lodu wzrasta. Woda roztopowa wypełnia szczeliny i zagłębienia. Z nastaniem nocy lub po nagłym przerwaniu dopływu promieniowania słonecznego (zmiany zachmurzenia) zgromadzona w szczelinach woda zamara i rozsadza lód. Do dezintegracji blokowej lodu dochodzi również wtedy, gdy w rezultacie wzrostu temperatury lodu następuje wzrost ciśnienia powietrza uwięzionego w lodzie i kieszeniach powietrznych. Tempo rozpadu góry lodowej zależy więc od stopnia jej uszczelnienia, wytrzymałości lodu i ilości przewarstwień mineralnych.

Najważniejszym czynnikiem przyczyniającym się do rozpadu gór lodowych jest falowanie. Pole falowania może wywołać rezonans góry lodowej doprowadzający do zmęczenia materiału (przekroczenia wytrzymałości lodu na zginanie) i rozłamu, którego długość przewyższa długość fali znacznej. Proces ten prowadzi zarówno do odłamywania się gór lodowych od lodów szelfowych, jak również do rozpadu bardzo dużych, stołowych gór lodowych. Ruch falowy wody wymusza ciągle obmywanie ścian gór lodowych wodą morską określając przez to potencjalną prędkość przekazywania ciepła od wody do lodu, czyli tempo termoabrazji. Falowanie jest procesem wysoce energetycznym. W trakcie rozbijania się fal o ściany gór lodowych, w wąskiej strefie tuż przy ścianie lodu, dochodzi do gwałtownego rozpraszania energii kinetycznej i zamieniania jej na ciepło. Według Marsza (1994) każde falowanie o średniej wysokości większej od 0.9 m generuje tak duże ilości ciepła przy rozbijaniu się o lód, że nawet wtedy gdy temperatura wody jest bliska zamarzania (-1.8°C), to w przyściennej warstwie wody powierzchniowej będzie wyższa od 0°C , co przyczynia się do występowania procesów termoabrazji również w warunkach ujemnej temperatury wody morskiej. W przypadku dodatniej temperatury wody, proces abrazji termicznej ulega przyspieszeniu. Skutkiem tego procesu jest powstawanie na linii wody nisz termoabrazyjnych, które po osiągnięciu głębokości krytycznej wywołują powstanie szczelin i pęknięć w górnej części góry lodowej, wzdłuż których następuje odrywanie się wielkiej liczby odłamów i odłamków lodu. Proces dezintegracji blokowej gór lodowych od strony teoretycznej rozważają ostatnio Savage i in. (2000) oraz Hughes (2002). Można ogólnie powiedzieć, że im częściej na akwenie, na którym przebywa góra lodowa występują wysokie stany morza, tym tempo niszczenia góry lodowej jest większe. Tempo destrukcji góry lodowej ulega bardzo dużemu ograniczeniu gdy góra lodowa znajduje się w otoczeniu zwartego lodu morskiego wygaszającego falowanie, a gdy góra lodowa wmarznie w lód abrazja termiczna ulega przerwaniu.

Według Międzynarodowego Patrolu Lodowego do zaniku średniej, piramidalnej góry lodowej (50 m wysokości i 100 m długości) w efekcie jej topnienia, abrazji i rozpadu (gdy przebywa ona na

wodach otwartych, na których występuje falowanie o wysokości 1.8 m i okresie 10 s, a prędkość opływu lodu przez wodę wynosi 0.25 m/s) dochodzi w ciągu 180 dni gdy woda ma temperaturę -1°C . Gdy woda ma temperaturę 3°C , to w tych samych warunkach falowania, do zaniku góry lodowej o podanych rozmiarach wystarczy 20 dni, przy 6°C – 12 dni, 10°C – 8 dni, a gdy woda ma temperaturę 15°C – tylko 5 dni.

Drif górowodowych

Pływająca góra lodowa poddana jest działaniu poruszającej się wody i powietrza oraz sił inercji związanych z masą góry lodowej i jej dotychczasowym ruchem (Smith 1993, Bigg i in. 1997). Oddziaływanie wiatru na drif góry lodowej przejawia się w bezpośrednim parciu wiatru na nawietrzną, wynurzoną część góry lodowej oraz pośrednio – generując powierzchniowy prąd wiatrowy, na zanurzoną część tej góry. Wpływ wiatru na drif góry jest tym większy im większa jest jego siła i długość, a góra charakteryzuje się większą powierzchnią nawiewu i mniejszym zanurzeniem. Najmniejsze zanurzenie mają góry zerodowane typu "suchy dok" i one właśnie mogą dryfować pod przeważającym wpływem wiatru. Będzie to możliwe jedynie wtedy, gdy wiatr cechował się będzie dużą trwałością, a jego prędkość będzie większa od 8 m/s. Jednakże nawet wtedy głównym czynnikiem dryfu jest wywołany wiatrem powierzchniowy prąd wiatrowy oddziałujący na zanurzoną część góry lodowej (Robe 1980). Głębokość oddziaływania tego prądu sięga pierwszych kilkunastu – kilkudziesięciu metrów, a prędkość w warstwie powierzchniowej stanowi niecałe 2% prędkości wiatru⁵. Wraz z głębokością prędkość prądu wiatrowego szybko maleje, stąd prędkość dryfu góry lodowej jest o połowę mniejsza od prędkości prądu wiatrowego (Bujnickij 1973). Na powierzchni kierunek prądu wiatrowego odchyła się pod wpływem działania siły Coriolisa o 45° w prawo (na półkuli północnej) od kierunku wywołującego go wiatru. Wraz ze wzrostem głębokości kąt tego odchylenia rośnie. Dla warstwy wody do głębokości 50 m średnia wartość tego kąta wynosi 72° (Defant 1961; za Zakrzewskim 1983). Kierunek dryfu góry lodowej stanowił będzie wypadkową bezpośredniego oddziaływania wiatru i prądu wiatrowego. Zakrzewski (1983) podaje, że mocno zwietrzałe góry lodowe, o niewielkim zanurzeniu, dryfować będą w kierunku odchylonym od kierunku wiatru o około 20° , a większe, mniej zniszczone góry o większym zanurzeniu – o 40° . Według Międzynarodowego Patrolu Lodowego kierunek wiatrowego dryfu górowodowych w rejonie Wielkich Ławic odchyła się w prawo od kierunku wiatru o 50° , a prędkość tego dryfu (v_{gl}) może być oszacowana według empirycznej formuły: $v_{gl} [w] = (0.003684 \cdot v_w^2 + 0.282 \cdot v_w)/12$, gdzie v_w oznacza prędkość wiatru w węzłach.

Większość górowodowych charakteryzuje się dużym zanurzeniem i dryfuje z prądami. Pionowy zasięg prądów morskich sięga do głębokości 150–300 m, niekiedy nieco głębiej. Jeżeli zanurzenie góry lodowej będzie większe od podanych wartości, to góra ta nie będzie unoszona wraz z prądem, a tylko "opłukiwana" przez wody prądowe, przy czym dolna część góry znajdująca się poniżej wód prądowych działać będzie jak kotwica. Z tej przyczyny prędkość dryfu wielu górowodowych jest mniejsza od prędkości wlokących je prądów morskich. Kierunek ruchu górowodowych dryfujących z prądami zgodny jest z kierunkiem płynięcia prądu.

Ogólnie można powiedzieć, że ruch jaki będzie wykonywała góra lodowa zależy od kierunku, prędkości i pionowego zasięgu prądu morskiego, kierunku, prędkości i okresu występowania wiatru

⁵ Przy prędkości wiatru 10 m/s, prędkość prądu wiatrowego wynosi 0.14 m/s, a przy 20 m/s – 0.55 m/s.

oraz od stosunku powierzchni jej części zanurzonej i wynurzonej. Dla możliwości dryfu gór lodowych istotne znaczenie ma również charakterystyka batymetryczna danego akwenu. Jeżeli głębokość akwenu będzie porównywalna z zanurzeniem gór lodowych to batymetria będzie miała znaczący wpływ na tor ruchu gór lodowych, jeżeli zaś głębokość akwenu będzie znacznie większa od zanurzenia gór lodowych to poruszać się one będą pod wpływem prądu i wiatru.

W Arktyce prędkość dryfu gór lodowych jest różna. Jak podaje Robe (1980) góry lodowe dryfują wzdłuż zachodnich wybrzeży Spitsbergenu z prędkością od 7 do 22 km/dobę, w rejonie Cieśniny Davisa i Labradoru – od 7 do 65 km/dobę, a wyspy lodowe w wirze Beauforta – średnio 2 km/dobę.

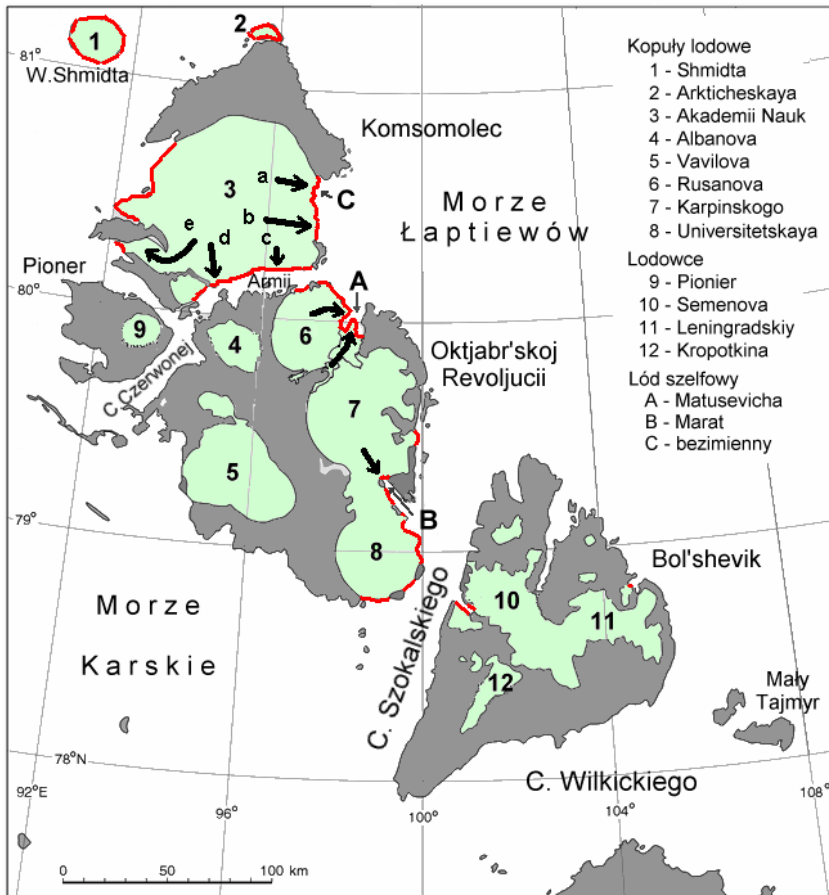
Występowanie gór lodowych w Arktyce

Góry lodowe w Arktyce nie odgrywają istotniejszej roli w kształtowaniu zmienności powierzchni lodów na morzu. Jedynie na niektórych obszarach ich rola zaznacza się wyraźniej. Do tych obszarów należą wody przybrzeżne Grenlandii. Największa liczba gór lodowych występuje na wodach zachodniogrenlandzkich, Zatoki Baffina, Cieśniny Davisa oraz wodach rozciągających się wzdłuż wybrzeży Półwyspu Labrador i Nowej Fundlandii do szerokości Flemish Cap. Góry lodowe, które występują na wymienionych akwenach tworzą się na wybrzeżach Grenlandii oraz wysp: Ellesmere'a, Devon, Byłota i Ziemi Baffina. Sporadycznie góry lodowe można napotkać i na innych akwenach, najczęściej w pobliżu obszarów ich powstawania, w rejonie: wyspy Axela Heiberga, Svalbardu, Ziemi Franciszka Józefa, wyspy Ushakova, Nowej Ziemi i Ziemi Północnej. O ile góry lodowe występujące na NW Atlantyku, z racji ich dużego zagrożenia dla żeglugi, monitorowane są od dawna (1900 r.), o tyle góry lodowe występujące w euro-azjatyckiej Arktyce zaczęto śledzić dopiero po wprowadzeniu w początkach lat 70-tych obserwacji satelitarnych (satelity ERS, RADARSAT, ENVISAT). Problematyka występowania na tym obszarze gór lodowych wzrosła w ostatnim czasie, kiedy to po odkryciu złóż ropy naftowej i gazu trwają przygotowania do ich eksploatacji. Dryfujące góry lodowe stanowić bowiem mogą bezpośrednie zagrożenie dla wież wierniczych i eksploatacyjnych, a na akwenach, na których głębokości są współmierne z zanurzeniem gór lodowych – również dla wszelkiego rodzaju instalacji posadowionych na dnie (np. rurociągów przesyłowych, kabli).

Ziemia Północna

Ziemia Północna jest najdalej na wschód wysuniętym zlodowaconym archipelagiem rosyjskiej Arktyki (pomijając 3 niewielkie, razem 80.6 km², lądowe kopuły lodowe na wyspach De Longa). Jest to archipelag leżący pomiędzy morzami Karskim i Łaptiewów, składający się z 5 dużych wysp (Oktjabr'skoj Rewolucji, Bol'shevik, Komsomolec, Pionier i Shmidta) i wielu małych wysepek (rys. 4). Połowa powierzchni Ziemi Północnej (36 766 km²) jest zlodowacona (18 325 km²). Według katalogu lodowców ZSRR (za: Dolgushinem i Osipową 1989) zlodowacenie to tworzy 17 systemów lodowcowych, w skład których wchodzi 51 kopuł lodowych (13 781 km²), 99 lodowców wyprowadzających (2985 km²), 3 lody szelfowe (258 km²) i 72 lodowce innych typów (157 km²) oraz 62 pojedyncze lodowce różnych typów (1145 km²). Największy lód szelfowy – Matusевичa (A na rys. 4) – wypełniający fiord o tej samej nazwie, leżący w NE części Wyspy Oktjabr'skoj Rewolucji, ma powierzchnię około 240 km², jest lodem konwergentnym tworzonym przez 9 lodowców wyprowadzających, spływających z kopuł lodowych Karpinskogo i Rusanova. Znacznie mniejszy (około 12 km²) jest lód szelfowy wypełniający położony na wschodnim wybrzeżu tej samej wyspy fiord Marat (B na rys. 4). Jest on zasilany przez lodowce wyprowadzające lód z kopuł Karpinskogo i Universitetskoy. Trzeci z lodów szelfowych (około 6 km² – Koryakin 1988, około 10 km² – Dowdeswell i in. 1994) tworzy

przedpole lodowca wyprowadzającego występującego w północno-wschodniej części kopuły Akademii Nauk na wyspie Komsomolec (C na rys. 4). Wszystkie lody szelfowe Ziemi Północnej są lodami pływającymi (*floating ice shelf*).



Rys. 4. Większe kopuły lodowe i lodowce oraz lody szelfowe Ziemi Północnej wg Atlasu Arktiki (1985), zmienione. Brzegi lodowce zaznaczono czerwoną barwą, szybkie lodowce wyprowadzające produkujące dużą liczbę gór lodowych – czarnymi strzałkami i na wyspie Komsomolca literami a–e

W XX wieku poszczególne lodowce Ziemi Północnej wykazywały różne zmiany w czasie. Po analizie zdjęć lotniczych Govorukha i współautorzy (1987) oszacowali, że pomiędzy 1931 a 1984 r., powierzchnia zlodowca archipelagu zmniejszyła się o około 500 km². Wielkość tę poddaje w wątpliwość Koryakin (1988) uważając, że wynika ona z błędnej interpretacji zdjęć lotniczych i niezbyt dużej dokładności starszych map. Pozostaje jednak faktem, że w tym czasie doszło do recesji kopuły lodowej na wyspie Pioneer o 27.3 km² (Koryakin 1988), czoła lodowców na wyspie Bol'shevik cofnęły się o ponad 2.5 km, a niektóre lodowce (Kroshka na wyspie Pioneer, Morskoy na wyspie Komsomolca) całkowicie się rozpadły (Govorukha i in. 1987). Z kolei inne lodowce wykazywały awans (np. w okresie 1952–1985 południowa i zachodnia krawędź kopuły lodowej Vavilova

awansowała od 150 do 450 m przy jednoczesnym cofnięciu się krawędzi północnej – Barkov i in. 1992; w rezultacie na południu i zachodzie powierzchnia lodu wzrosła o 14.6 km², a na północy zmalała o 11 km² – Glazovsky 2003). Według najnowszych pomiarów (Glazovsky 2003, Glazovsky i in. 2006) szacuje się, że w okresie ostatnich 50. lat (1953–2001) powierzchnia zlodowacona Ziemi Północnej zmniejszyła się o 65.4 km² (0.4%). Największa recesja miała miejsce na kopule Shmidta – 26.5 km² (6%) i kopule Akademii Nauk (wyspa Komsomolec) – 15 km² – co stanowi 0.3% całkowitej powierzchni tej kopuły (Glazovsky 2003).

Zmiany obserwowano nie tylko na lodowcach kończących się na lądzie, ale również na tych, które kończą się w morzu. Miały one różnokierunkowy charakter. Williams i Dowdeswell (2001) po analizie map i zdjęć satelitarnych z Landsata, z lat: 1931, 1955, 1962, 1973, 1985, 1988 i 1994 ocenili, że w tym czasie lód szelfowy Matusевичa przeszedł przynajmniej dwa cykle recesji i dwa cykle awansu. Długość brzegów lodowych Ziemi Północnej jest różnie podawana. Według katalogu lodowców ZSRR (za: Glazovsky 2003) wynosi ona 338 km. Sharov (2005) szacuje ją na podstawie pomiarów kartometrycznych na 500.8 km w latach 50-tych i 490 km w 2000 roku. Przyjmując wartości podane przez Sharova można obliczyć, że w II połowie XX w. długość brzegów lodowych Ziemi Północnej zmniejszyła się o około 2.2%. Jak podaje Glazovsky (2003), pomiędzy rokiem 1953 a 2001 nastąpiło cofnięcie się klifów lodowych średnio o 0.13 km, a maksymalnie o 2.1 km. Być może recesja barier i klifów lodowych była nawet większa gdyż ostatnio Glazovsky i in. (2006) szacują długość lodowej linii brzegowej na 443 km.

Według Koryakina (1988), na wyspie Shmidta brzegi lodowe stanowią prawie 92% (73 km) linii brzegowej, na Komsomolcu 35.3% (264 km) i na wyspie Oktjabr'skoj Revoljucii – 13.2% (142 km). Największe zmiany wystąpiły na brzegach lodowych tworzonych przez bariery lodowców wyprowadzających (długość 191.5 km; Atlas Arktiki 1985). Poza dwoma dużymi (o powierzchni 200 i 390 km²) lodowcami w zachodniej części kopuły lodowej Akademii Nauk (wyspa Komsomolec), pozostałe lodowce wyprowadzające Ziemi Północnej, ze względu na małe prędkości ruchu lodu na peryferiach kopuł lodowych (średnio około 10 m/rok), nie wykraczają poza ich perimetr (Koryakin 1988). Jedynie we wschodniej i południowej części kopuły lodowej Akademii Nauk oraz wschodniej części kopuły Rusanova prędkości ruchu lodu w lodowcach wyprowadzających są większe (60–150 m/rok) i częściej może tam dochodzić do obłamywania się gór lodowych (Dowdeswell i in. 2002, Glazovsky 2003). Położenie głównych lodowców wyprowadzających, produkujących dużą liczbę gór lodowych i występowanie brzegów lodowych na wyspach Ziemi Północnej pokazuje rys. 4.

Na podstawie pomiarów techniką satelitarnej interferometrii radarowej Dowdeswell i współautorzy (2002) szacują grubość lodu w 5. kilometrowej strefie brzeżnej kopuły Akademii Nauk na od 130 do 390 m (w lodowcu wyprowadzającym oznaczonym na rys. 4 jako a – 242 m, b – 390m, d – 130 m, e – 282 m). Taka też może być miąższość gór lodowych występujących na Morzu Łaptiewów. Kovacs opisuje góry lodowe osiadłe na dnie o głębokości 183 m (1972; za: Pfirmán i in. 1995).

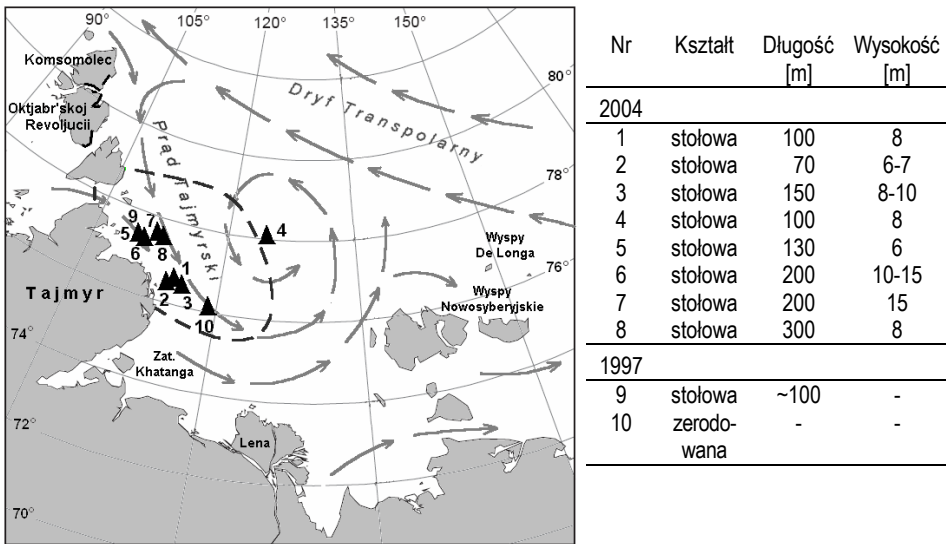
Roczny rozchód lodu kopuły Akademii Nauk przez cilenie gór lodowych Dowdeswell i współautorzy (2002) oszacowali na około 0.65 km³ rocznie. Jest to znacznie więcej niż wcześniej dla całego archipelagu podawali Govorukha (1987; 0.4 km³) i Glazovsky (1996; 0.2 km³ w okresie 1931–1965 i 0.3 km³ w latach 1929–1972). Ostatnio, dla całego archipelagu Ziemi Północnej roczny ubytek lodu w postaci gór lodowych oszacowano na 0.5 km³ (Naumov i in. 2004).

Choć brzeżne partie lodowców wyprowadzających i lodów szelfowych są silnie uszczelnione to obłamywanie lodu jest przez znaczną część roku utrudnione przez występujący na ich przedpolach

od listopada do kwietnia, a czasami i dłużej, lód stały (*fast ice*) osiągający w tym czasie grubość około 1.0–1.5 m (Rigor i Colony 1997). Szerokość strefy lodu stałego może dochodzić nawet do kilkunastu km od brzegu (Dethleff 1995), zwłaszcza w rejonach mniejszych głębokości.

W wyniku oblatywania się barier lodowców wyprowadzających i lodów szelfowych powstają góry stołowe i blokowe, a klifów i ścian lodowych tworzących krawędzie kopuł lodowych – góry piramidalne i typu klin. Większość gór powstających na Ziemi Północnej nie ma zbyt dużych rozmiarów, przeważają małe i średnie (o długości do 200 m i wysokości do 30 m) choć raportowane są również, zwłaszcza w ostatnich latach, góry stołowe bardzo duże, o długościach rzędu 1.0–1.7 km (Williams i Dowdeswell 2001, Dowdeswell i in. 2002).

Na przedpolu rejonu najbardziej produktywnego pod względem liczby gór lodowych – wschodniego (0.49 km³ lodu rocznie; Dowdeswell i in. 2002) i południowego skraju kopuły Akademii Nauk – głębokości wahają się od 50 do 100–150 m, a w Cieśninie Czerwonej Armii – poniżej 50 m. Z tego powodu dużo powstałych w tym rejonie większych gór lodowych nie wydostaje się na wody otwarte, pozostając na wodach przybrzeżnych w pobliżu barier i klifów lodowych (do 50 km od brzegu; Dowdeswell i in. 2002), jako góry osiadłe na dnie. Góry te uzyskują pływalność dopiero wtedy, gdy w wyniku dezintegracji blokowej i topnienia zmniejszą swoje rozmiary. Stąd tylko nieliczne z powstałych w tym rejonie dużych gór dryfują z Prądem Tajmyrskim (Wschodniotajmyrskim) wzdłuż wschodnich wybrzeży Ziemi Północnej na południe i południowy wschód (rys. 5).



Rys. 5. Letnia cyrkulacja mas wodnych Morza Łaptiewów oraz położenie i rozmiary gór lodowych obserwowanych we wrześniu 1997 i 2004 roku (2004 r. – Smolianitsky 2004, 1997 – Lundhaug 2002). Linia przerywaną zaznaczono rejon występowania Tajmyrskiego Masywu Lodowego

Rozpad gór lodowych w wysokich szerokościach geograficznych jest bardzo powolny. Williams i Dowdeswell (2001) analizując zdjęcia satelitarne z Landsata rejonu lodu szelfowego Matusevicha stwierdzili, że z 50 gór lodowych zaobserwowanych przed barierą lodową w 1985 r. aż 48 z nich obserwowanych było jeszcze w 1994 roku. Zdaniem cytowanych autorów tak długi pobyt gór lodowych

na wodach tego fiordu spowodowany jest dwoma czynnikami. Z jednej strony głębokości w fiordzie nie są duże (100–150 m), co sprzyja osiadaniu wielu gór lodowych, z drugiej – tworząca się co roku gruba pokrywa lodu stałego blokuje dryf gór i spowalnia ich destrukcję.

Południowa część Morza Łaptiewów jest płytkowodna, głębokości poniżej 100 m występują na południe od 77°N, a poniżej 50 m – na południe od 76°N. W pobliżu Ziemi Północnej większe głębokości (200–300 m) występują jedynie we wschodniej części cieśnin Szokalskiego i Wilkického. Większość z dryfujących powoli (maksymalna prędkość prądu 1.0–1.5 w; Rigor i Colony 1997) na SE gór lodowych osiada w rejonie nieco na NE i E od Tajmyru (rys. 5), w obszarze gdzie głębokości wahają się od 100 do 50 m. We wrześniu 2004 roku rozmiary podwodnych części gór lodowych obserwowanych w tym rejonie szacowane były na 40–70 m (Smolianitsky 2004). Małe góry o niewielkim zanurzeniu (< 50 m) mogą zdryfować jeszcze dalej na południe. Świadczą o tym liczne żłobienia (*ice gouges*) w dnie zatok Khatanga i Anabar (Nürnberg i in. 1997). Nieliczne, na ogół małe, zerodowane góry lodowe mogą również zostać zdryfowane przy sprzyjających wiatrach do wschodniej części Cieśniny Wilkického.

Poza batymetrią, ruch gór lodowych w zachodniej części Morza Łaptiewów utrudnia występująca w tym rejonie każdej zimy szeroka (do 20 km; Reimnitz i in. 1995) strefa grubego lodu stałego i pojawiający się okresowo w sezonie letnim na SE od Ziemi Północnej Tajmyrski Masyw Lodowy (rys. 5) budowany przez zwałowany wieloletni lód morski (Eicken i in. 1994, Reimnitz i in. 1995, Rigor i Colony 1997) uniemożliwiający dryf gór lodowych na SE i E.

Obserwacje prowadzone na statkach w trakcie wypraw badawczych organizowanych w rejonie Morza Łaptiewów w latach 90-tych i analizy zdjęć satelitarnych (ERS1 SAR) wykonanych w tym samym czasie wskazują, że w ostatniej dekadzie XX wieku na wodach przybrzeżnych Ziemi Północnej dryfowało lub było osiadłych na dnie wiele gór lodowych. Na zdjęciach zrobionych we wrześniu i październiku 1993 r. zidentyfikowano (Kolatschek i in. 1995) wiele gór występujących w pobliżu NE wybrzeży wyspy Oktjabr'skoj Rewolucii (w rejonie 79.5–80.2°N, 100–104°E). Góry te dryfowały na S i SE z prędkościami od 17 do 0.6 km na dobę i jak podają cytowani autorzy, oblały się z kopuł Akademii Nauk i Rusanowa oraz lodu szelfowego Matusevicha. W trakcie przelotów helikopterem nad tym obszarem we wrześniu, liczbę gór występujących w tym rejonie określono na ponad 100 (Eicken i in. 1994). Podobną liczbę gór lodowych zaobserwowano w tym samym rejonie dwa lata później (w czasie niemiecko-rosyjskiej ekspedycji TRANSDRIFT III), na początku października 1995 r. Kilka z nich miało więcej niż 1 km długości. Dryfowały one zarówno po wodach wolnych od lodu, jak i wśród lodu morskiego (do 40 cm grubości). Były to małe i średnie góry piramidalne oraz małe i średnie góry blokowe i stołowe. Mniejsze skupisko (około 30) małych gór lodowych zlokalizowano w czasie omawianej wyprawy, pod koniec października, w pobliżu wysp Mały Tajmyr, w rejonie gdzie głębokości nie przekraczały 50 m (Aleksandrov i Kolatschek 1997).

Mniej liczne skupiska gór lodowych zidentyfikowane były na zdjęciach satelitarnych (RADARSAT ScanSAR) obejmujących wody cieśnin Czerwonej Armii i Szokalskiego (Sanden i in. 2001). W marcu 1997 r. góry lodowe występowały we wschodniej części Cieśniny Szokalskiego, w wejściu do fiordu Matusevicha (więcej niż 20 gór) i we wschodniej części Cieśniny Czerwonej Armii. Rok później (w marcu 1998 r.), góry lodowe zlokalizowano w pobliżu wejścia do fiordu Marat, na podejściu do fiordu Matusevicha (więcej niż 10) i we wschodniej, głębszej części Cieśniny Czerwonej Armii. We wrześniu 2001 r. przed fiordem Matusevicha widoczna była podobna liczba gór, natomiast znacznie więcej gór lodowych zidentyfikowano we wschodniej części Cieśniny Czerwonej Armii.

Występowanie gór lodowych na wodach otwartych Morza Łaptiewów jest zmienne. W tym samym miesiącu (np. we wrześniu) w jednym roku nie obserwuje się gór lodowych i produktów ich rozpadu (Klein 2003), podczas gdy w następnym, w tym samym rejonie, góry i growlery mogą wystąpić (Smolianitsky 2004). Biorąc pod uwagę długi pobyt większych gór lodowych w pobliżu miejsca swojego powstania (Williams i Dowdeswell 2001) i fakt zarejestrowania dużej liczby takich gór w drugiej połowie lat 90-tych, można sugerować, iż w latach 2006–2007 na wodach W i SW części Morza Łaptiewów może pojawić się większa liczba gór lodowych. Nie będzie to spowodowane obserwowanym aktualnie ociepleniem, a wynikiem upływu wystarczająco długiego czasu aby powstałe w drugiej połowie lat 90-tych większe góry stołowe zdołały się rozpaść i po uzyskaniu pływalności zdryfować na wody otwarte południowo-zachodniej części Morza Łaptiewów.

Nowa Ziemia

Leżący pomiędzy morzami Karskim i Barentsa archipelag Nowej Ziemi rozciąga się z północy na południe łukiem o długości 1000 km i szerokości od 25–30 do 145 km. Lodowce uchodzące do morza znajdują się na Wyspie Północnej. Zlodowacenie wyspy stanowi prawie 50% jej powierzchni (23 644 km² wg Dolgushina i Osipovej 1989, 23 800 km² wg Sharova 2005). Tworzy je Północna Kopuła Lodowa (Northern Ice Cap) z 6 lodowcami wyprowadzającymi, z których 5 kończy się w Morzu Barentsa; połączona z nią lodową doliną Inostranceva Główna Pokrywa Lodowa (Main Ice Sheet) z 55 lodowcami wyprowadzającymi, z których 19 kończy się w Morzu Barentsa i 14 w Morzu Karskim (rys. 6) oraz szereg lodowców górskich (Koryakin 1988). Największym lodowcem wyprowadzającym po stronie Morza Barentsa jest lodowiec Nordenskiolda o powierzchni 1052 km² i długości 62 km, a po stronie Morza Karskiego – lodowiec Moschniy o powierzchni 1142 km² i długości 60 km (Dol-gushin i Osipova 1989). Oba lodowce spływają z wysokości około 920 m.

Koryakin (1988) długość brzegów lodowych Nowej Ziemi ocenia na 208.4 km (5.2% całkowitej długości linii brzegowej), z czego 125 km to brzegi lodowe po stronie Morza Barentsa, a 83.4 km – po stronie Morza Karskiego⁶. Sharov (2005) szacuje, iż długość lodowej linii brzegowej Nowej Ziemi w II połowie XX wieku zmniejszyła się o 7.9% (z 208.4 km w latach 50-tych do 192 km w 2000 r.). Według najnowszych pomiarów (Glazovsky i in. 2006) w okresie ostatnich 50. lat (1953–2001) powierzchnia zlodowacona Nowej Ziemi zmniejszyła się o 284.2 km² (1.2%). Roczny ubytek lodu w wyniku obłamywania się gór lodowych szacowany jest na 2.3 (Koryakin 1988) do 2.0 km³ (Glazovsky 1996, Naumov i in. 2004).

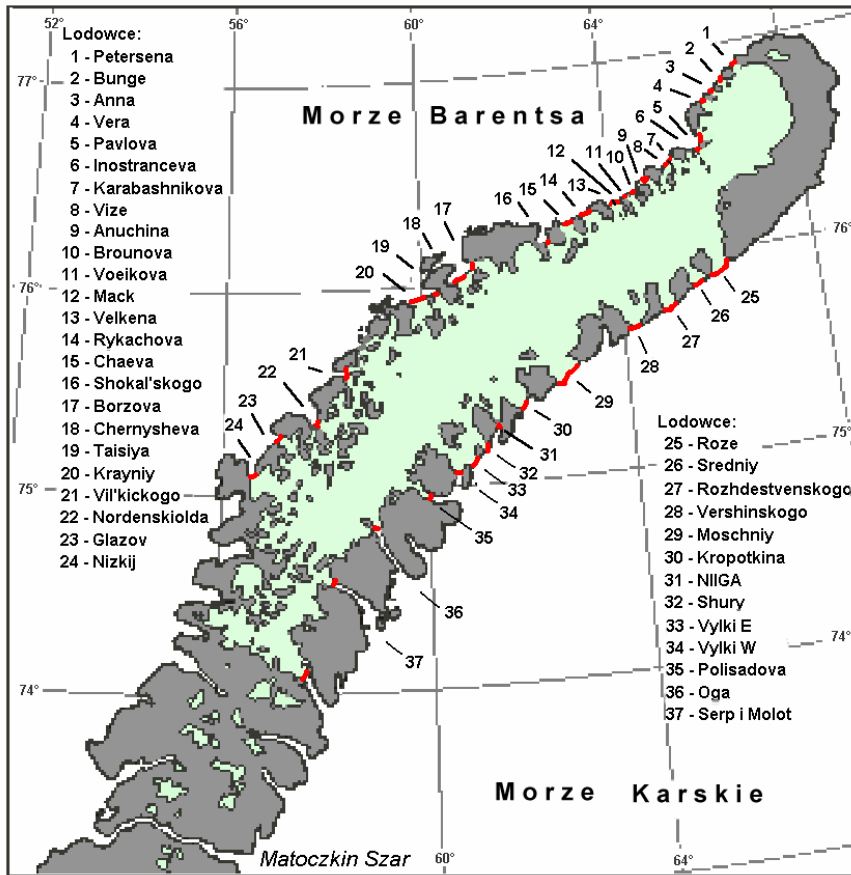
Większość lodowców wyprowadzających na Nowej Ziemi wkracza w morze szerokimi na 3–4 km klifami, których wysokość ścian lodowych waha się od 15 do 45 m. Najwyższe ściany, przewyższające 60 m, mają leżące na zachodnim wybrzeżu lodowce Rykachova i Anuchina (Sharov 2005). Tak duże wysokości klifów tych lodowców wynikają stąd, że mają one już częściowo wynurzone stopy⁷. W partii brzeżnej średnia grubość lodu wynosi około 100 m, stąd przeciętną miąższość gór lodowych powstających na NW brzegach Nowej Ziemi Glazovsky, Macheret i Vasilenko (2006) szacują na od 30 do 100 m.

W XX wieku lodowce Nowej Ziemi podlegały znacznej recesji. Jej przejawy omawiają między innymi prace Chizhova (1968; za: Zeebergiem i Formanem 2001), Koryakina (1988), Zeeberga i Formana (2001) oraz Sharova (2005). Po analizie map NW wybrzeży Nowej Ziemi i zapisków

⁶ Nieco większą długość brzegów lodowych – 230 km – podają ostatnio Glazovsky i in. (2006).

⁷ Wysokość ściany lodowej lodowca Rykachova w 1950 r. wynosiła 20 m (Sharov 2005).

obserwacyjnych powstałych w czasie ekspedycji prowadzonych pod koniec XIX i na początku XX wieku (m.in. wyprawy Petermanna 1871, Sedova 1913, glaciologicznej 1933), późniejszych map topograficznych (1952 i 1971 r.) oraz zdjęć lotniczych i satelitarnych (*Corona* USGS – 1964, ERS-1 SAR – 1993) autorzy ci oszacowali wielkość zmian położenia krawędzi niektórych lodowców wyprowadzających w kilku przekrojach czasowych (tab. 4).



Rys. 6. Lodowce wyprowadzające kończące się w morzu na Nowej Ziemi (wg Atlasu Arktiki 1985 oraz Dolgushina i Osipovej 1989). Brzegi lodowe zaznaczono czerwoną barwą

Dane zawarte w tabeli 4 przekonują, że recesja lodowców Nowej Ziemi w pierwszej połowie XX w. była znacznie większa niż w drugiej, choć tempo zmian na poszczególnych lodowcach było różne. W latach 1933–1952 największą recesją (8 km) cechował się szeroki na 3 km lodowiec Inostranceva uchodzący do głębokiej na 100–150 m zatoki o tej samej nazwie. W tym czasie, jak podaje Koryakin (1988), jego powierzchnia zmniejszyła się o 37 km². Na podstawie zmian położenia klifów lodowych wszystkich 14 analizowanych w tym czasie lodowców (tab. 4) Koryakin (1988) ocenił, że w porównaniu do 1933 roku, na początku lat 50-tych powierzchnia lodowców wyprowadzających uchodzących do Morza Barentsa zmniejszyła się o 186 km², co przy średniej grubości

lodu około 100 m daje ubytek rzędu 19 km³. Oznacza to, że średnio co roku odłamywał się w postaci gór lodowych 1 km³ lodu. Jednocześnie, jak pisze Koryakin, dochodziło do dużego obniżenia lodowców wyprowadzających, które w strefie frontalnej sięgało 77 m, na wysokości 100 m – 33 m i malało w miarę dalszego wzrostu wysokości. W latach 1933–1952 prowadzono również obserwacje zmian na 5 lodowcach wyprowadzających kończących się w Morzu Karskim. Okazało się, że trzy z nich były stacjonarne, a ubytek lodu z dwóch pozostałych Koryakin (1988) ocenił na 1 km³ na rok.

Tabela 4

Zmiany położenia (± 100 m) krawędzi lodu niektórych lodowców wyprowadzających Nowej Ziemi w latach 1913–1993 (wg Zeeberga i Formana 2001). Awans – znak "+", recesja – znak "-"

Lodowiec	1913–1933	1933–1952	1952–1964	1964–1993	1913–1952	1952–1993
Petersena	-1500	+600	0	-400	-900	-400
Bunge	-5500	-1500	-3200	+500	-7000	-2700
Vera	-	-4500	-2000	-2400	-	-4400
Pavlova	-4400	-3000	-1000	+1000	-7400	0
Inostranceva	-4400	-8000	0	-1500	-12400	-1500
Karabashnikova	-3000	-300	0	0	-3300	0
Vize	-4600	-2000	-600	-800	-6600	-1400
Anuchina	-1800	-1000	+600	-800	-2800	-200
Brounova	-9200	-5000	0	0	-14200	0
Voelikova	-2000	-500	0	0	-2500	0
Mack	-4400	-1300	-1000	-800	-5700	-1800
Velkena	-4400	-1000	-1000	-800	-5400	-1800
Rykachova	-5000	-1800	-800	0	-6800	-800
Shokal'skogo	-2600	+300	-400	+400	-2300	0

W drugiej połowie XX wieku lodowce wyprowadzające Nowej Ziemi cofały się ze znacznie mniejszą intensywnością (tab. 4). Według Koryakina (1988), w latach 1952–1973, w basenie Morza Karskiego ich powierzchnia zmalała o 0.4%, a w basenie Morza Barentsa – o 1.5%. W tym czasie największe zmiany po wschodniej stronie zaobserwowano na lodowcu Vershinskogo, który cofnął się o 2 km, a jego powierzchnia zmniejszyła się o 8 km², po stronie Morza Barentsa – na lodowcu Nordenskiolda, który cofnął się o 3.6 km, przy czym jego powierzchnia zmalała o 15 km².

W latach 1952–2001 największe zmiany zaobserwowano na kończącym się w Morzu Barentsa lodowcu Vera, którego powierzchnia zmalała w tym czasie o 30.1 km² oraz uchodzącym do Morza Karskiego lodowcu Roze gdzie spadek powierzchni sięgnął 28 km². Sharov (2005) podaje, iż po cofnięciu się w latach 1952–1996 o 5 km wysokiego na 20–25 m klifu lodowca Vera doszło do powstania nowej, szerokiej na 4.5–5 km zatoki nazwanej Svetlaya. Duże zmiany zaszły również na lodowcach Rykachova, Mack i Velkena. Znaczące cofnięcie i zmniejszenie się w latach 1952–2001 powierzchni (o 11.7 km²) lodowca Rykachova doprowadziło do wynurzenia się stopy jego szerokiego na ponad 3 km i wysokiego na 20 m klifu i przekształcenie go w wysokie na 59 m czoło. W tym samym czasie, w efekcie cofnięcia się o 2 km klifu zlewających się do tej pory w partii brzeżnej lodowców Mack i Velkena odsłonił się rozdzielający je obszerny nunatak. Jak szacuje Sharov (2005), długość klifów lodowych 9 najbardziej północnych lodowców na W wybrzeżu Nowej Ziemi zmalała w okresie 1952–2001 o 6.6% (z 31.5 do 29.4 km). W tym czasie zmniejszenie brzegów lodowych wszystkich lodowców wyprowadzających Nowej Ziemi autor ten szacuje na 16 km (7.9%).

Lodowiec Shokal'skiego, który pomiędzy 1913 a 1933 r. cofnął się o 2.6 km, w następnych latach wykazywał na przemian niewielkie (rzędu 300–400 m) zmiany. Po okresie awansu w latach 1933–1952, nastąpiła recesja w latach 1952–1964⁸, po czym powrót do poprzedniej pozycji jaką zajmował w latach 1964–1993. Podobnie lodowce Karabashnikova, Brounova i Voeikova po okresie szybkiego cofania się w pierwszej połowie XX wieku, w drugiej – wykazują stabilizację.

W II połowie XX w. niektóre z lodowców (np. Bunge, Pavlova, Shokal'skiego, Sredniy, Brounova) charakteryzują się stosunkowo krótkookresowymi, dość dużymi (przekraczającymi kilkaset metrów) wahaniem położenia klifów lodowych. Na przykład zdjęcia satelitarne lodowca Brounova z 1996 r. wykazały, że w porównaniu do roku 1952, lodowiec ten awansował o 2.4 km zwiększając jednocześnie długość klifu z 1.4 do 2.3 km. Od marca 1996 r. do 1998 r. lodowiec cofnął się o 0.6 km. Sharov uważa (2005), iż takie zachowanie brzeżnych partii lodowca wskazuje na możliwość wystąpienia szarży. Prawdopodobnie zjawiska nagłego przyspieszenia ruchu lodowca, dające krótkookresowe duże wahnięcia położenia skraju lodu, zdarzają się i na innych lodowcach w północnej części zachodniego wybrzeża Nowej Ziemi. Występowanie okresowych szarży skutkować będzie okresowymi wzrostami tempa odłamywania się gór lodowych i pojawiania się większej ich liczby w pobliżu takich lodowców.

Lodowce, które w okresie Małej Epoki Lodowej awansowały daleko na przedpole (np. lodowiec Brounova na 5 km), po osiągnięciu swojego maksymalnego zasięgu, zaczęły być w strefie większych głębokości morza (>100–150 m) intensywnie niszczone pod wpływem sztormowej fali martwej, co prowadziło do bardzo szybkiej recesji w pierwszej połowie XX w. (np. lodowiec Brounova o 14.2 km w okresie 1913–1952). Wycofanie lodowców w głąb fiordów zmniejszyło ekspozycję lodu na fale co spowodowało spowolnienie procesów destrukcji i w wielu przypadkach ustabilizowanie położenia klifów. Zeeberg i Forman (2001) podają, iż o ile w latach 1913–1952 średnie tempo recesji wynosiło >300 m/rok, to w drugiej połowie XX wieku (1952–1993) zmalało do 50–150 m/rok.

Gdy lodowce wkraczają do morza w głąbi fiordów, to dodatkowym czynnikiem utrudniającym ruch lodowca jest tworzenie się w każdym sezonie zimowym szerokiej (w rejonie Nowej Ziemi do 5–15 km) strefy lodu stałego (do 90–120 cm grubości) występującego zarówno na wodach fiordowych jak i w strefie przybrzeżnej otwartego morza. Prowadzone w sezonach zimowych 1994–1996 badania ruchu lodu w strefie frontальной niektórych lodowców wykazały (Sharov 2005), że większość z nich poruszała się z niewielkimi prędkościami, od 3–10 (lodowce Anna, Roze, Sredniy, Anuchina) do 20–30 cm na dzień (lodowce Inostranceva, Pavlova, Bunge, Rozhdestwenskogo, Shokal'skiego, Rykachova, Velkena, Voeikova). Natomiast latem (lipiec-wrzesień), w okresie intensywnej ablacji i przy braku lodu stałego podpierającego klify, prędkość ruchu lodu przekraczała 70 cm/dzień osiągając na niektórych lodowcach nawet 150 cm/dzień.

Pomimo stosunkowo słabej recesji w II połowie XX wieku, w przypadku niektórych lodowców była ona pod koniec wieku na tyle duża, że doszło do wynurzenia stopy ich klifów i przerwania procesów obłamywania się gór lodowych. Obecnie większe głębokości (przekraczające 50–100 m) występują tylko przed fragmentami klifów niektórych lodowców⁹. Po stronie Morza Barentsa są to lodowce Inostranceva i Chernysheva (>120 m), Brounova (>80 m) oraz Vera, Pavlova, Voeikova, Macka, Velkena, Shokal'skiego i Borzova (>50 m). Po stronie Morza Karskiego przed fragmentami

⁸ Chizhov podaje (1976), iż w latach 30-tych prędkość ruchu lodu w pobliżu klifu (do 2 km od krawędzi) szacowana była na 150 m/rok, natomiast w sezonie 1958–1959 na 116 m/rok.

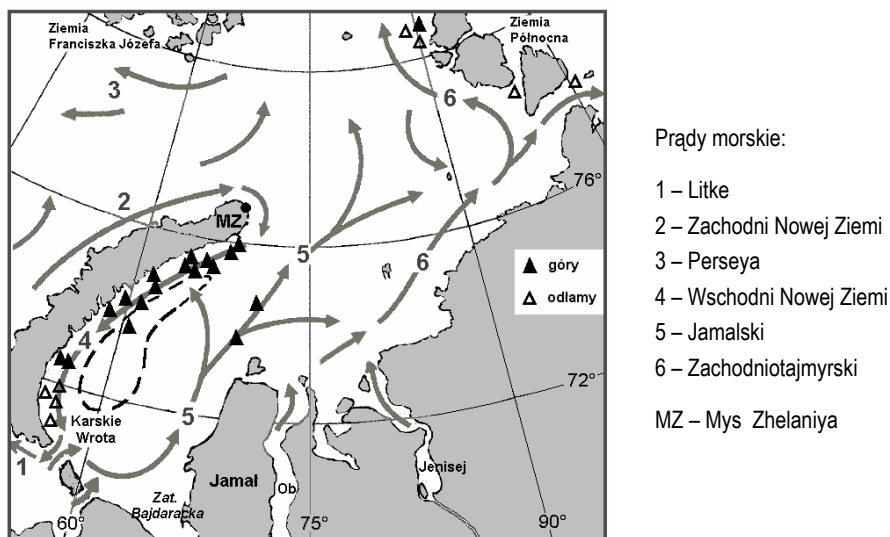
⁹ Na podstawie C-MAP Electronic Chart System v. 4 – February 1999.

klifów lodowców Vershinskogo, Moschniy, Shury, Vylki E i Oga głębokości przekraczają 100 m, a przed klifami lodowców Roze, Vylki W i Polisadova – 50 m. Jednak jedynie na przedpolu kilku z nich (Roze, Vera, Pavlova, Inostranceva, Brounova, Macka, Velkena i Shokal'skiego) nie ma wypłyceń (podwodnych progów) utrudniających dryf gór lodowych.

Do lat 50-tych XX wieku północna wyspa Nowej Ziemi była liczącym się obszarem tworzenia gór lodowych (Abramov 1992, Zeeberg i Forman 2001), które następnie dryfowały po otwartych wodach mórz Barentsa i Karskiego. Większość gór powstających w II połowie wieku nie wydostaje się już na wody otwarte, pozostając na wodach wewnętrznych fiordów. Na przykład obserwacje statkowe wykonane 4 i 7 września 2001 r. wykazały dużą liczbę małych gór lodowych i ich odłamów (*berg bits*) występujących w pobliżu klifów lodowców: Petersena, Bunge, Vera, Pavlova, Inostranceva, Karabashnikova, Vize i Anuchina (GMES RUSSIA Final Report, 2004). Duża liczba małych gór lodowych i ich odłamów obserwowana była również na przedpolu lodowca Shokal'skiego we wrześniu 2003 roku (Buzin i in. 2004).

Wzdłuż wybrzeży Nowej Ziemi funkcjonują silne prądy przybrzeżne. Po stronie Morza Barentsa Prąd Zachodni Nowej Ziemi ma kierunek NE i płynie z prędkością od 10 do 25 cm/s (8.6–21.6 km na dobę), a po stronie Morza Karskiego – skierowany na SW Prąd Wschodni Nowej Ziemi jest znacznie słabszy, ma prędkość 2–5 cm/s (rys. 7). W strefie wybrzeży występują też pływy półdobowe o wysokości w rejonie brzegów lodowych od 0.8 do 1.0 m (Atlas Arktiki 1985).

Lodowce, które mogą produkować większą liczbę gór lodowych zlokalizowane są na zachodnim wybrzeżu Nowej Ziemi, powyżej 76°N. Góry lodowe, jeżeli wydostaną się z fiordów na wody otwarte, dryfują z ciepłymi wodami Prądu Zachodniego Nowej Ziemi na NE. Latem góry lodowe w ciepłych wodach tego prądu szybko topnieją, natomiast zimą konserwowane przez lód morski mogą dotrzeć w pobliże Przylądka Zhelaniya i dalej zdryfować na wschodnią stronę wyspy.



Rys. 7. Powierzchniowe prądy morskie na Morzu Karskim oraz położenie gór i odłamów gór lodowych obserwowanych w latach 1930–1950 (wg Pavlova i Pfirmiana 1995 oraz Danilova i in. 2004). Linia przerywaną zaznaczono rejon występowania Masywu Lodowego Nowej Ziemi

Na Morzu Karskim, w pierwszej połowie XX w. góry lodowe spotykano zarówno przy wschodnich wybrzeżach Nowej Ziemi, gdzie dryfowały w Prądzie Wschodnim Nowej Ziemi, jak i w centralnej części morza gdzie dryfowały w wodach Prądu Jamalskiego, oraz w pobliżu wybrzeży Wyspy Smidta i Komsomolec. W nurt Prądu Jamalskiego wciągnięte być mogły tylko większe góry, które w swojej wędrówce wzdłuż wschodnich wybrzeży Nowej Ziemi nie zdążyły ulec destrukcji. Bezpośredni dryf na wschód odłamów gór lodowych blokowany jest Masywem Lodowym Nowej Ziemi. Charakter cyrkulacji mas wodnych, położenie gór lodowych zaobserwowanych ze statków i w czasie rekonesansów lotniczych w latach 1930–1950 (wg Pavlova i Pfirmiana 1995) oraz odłamów gór lodowych w czasie maksimum ich południowego występowania (według Danilova i in. 2004) przedstawiono na rysunku 7. Na dalece południowe położenie gór lodowych w latach 30-tych wskazują również liczne żłobienia występujące w dnie Zatoki Bajdarackiej (Elisov 1995).

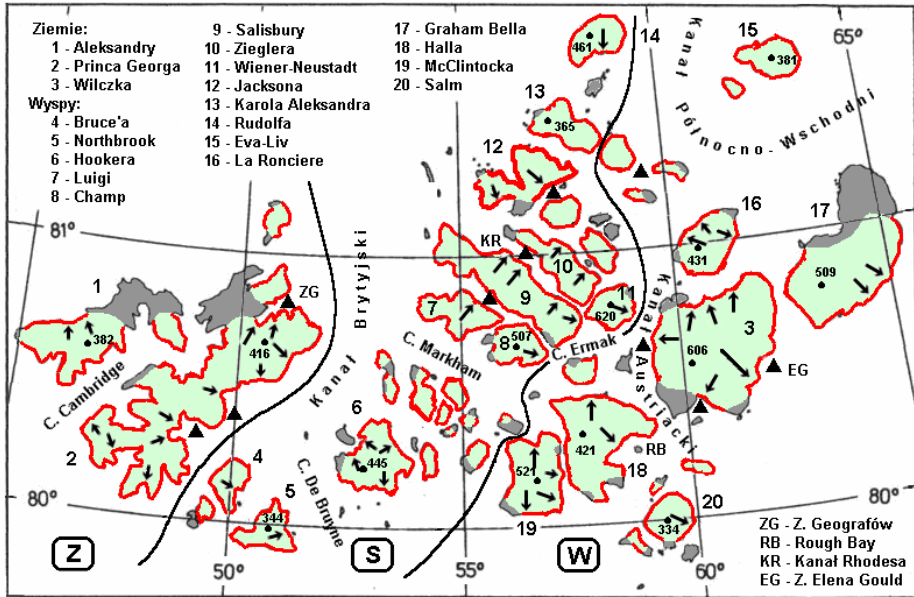
W ciągu ostatnich 100 lat najbardziej południowe położenie gór lodowych na Morzu Karskim zauważono w 1937 i 1938 roku, kiedy to 4 odłamy gór lodowych odnotowano w pobliżu cieśniny Karskie Wrota (Danilov i in. 2004). Choć jeszcze Atlas Arktyki (1985) podaje 14 kończących się w morzu lodowców wyprowadzających na NE wybrzeżu Nowej Ziemi, to obecnie góry lodowe w zachodniej części Morza Karskiego praktycznie nie występują. Wynika to stąd, że stopy klifów wielu lodowców tej części wybrzeża na znacznej swej długości wynurzyły się i procesy obłamywania się gór lodowych na tym odcinku brzegu właściwie ustały. Jedynie sporadycznie wzdłuż wschodnich wybrzeży Nowej Ziemi mogą się pojawić małe góry lodowe. W większej liczbie występują tu tylko, i to w pobliżu brzegów, odłamy i odłamki gór lodowych (Løset i in. 1999). Góry i ich odłamy występujące w północno-wschodniej części Morza Karskiego pochodzą z obłamywania się klifów kopuły lodowej Shmidta i zachodniej części kopuły Akademii Nauk leżącej na wyspie Komsomolec (Ziemia Północna). Także i tu większość gór pozostaje w pobliżu swojego powstania, choć mogą się zdarzyć pojedyncze góry stołowe, które dostawszy się w wody Prądu Zachodniotajmyrskiego dryfować będą na N i NE, gdzie z kolei mogą zostać wciągnięte w Dryf Transpolarny (Prąd Transarktyczny) i wpłynąć do centralnej Arktyki.

Ziemia Franciszka Józefa

Najdalej na północ wysuniętym archipelagiem euro-azjatyckiej Arktyki jest Ziemia Franciszka Józefa. Ten leżący w NE części Morza Barentsa archipelag tworzony jest przez 191 wysp (135 małych i 56 większych) o ogólnej powierzchni 16 135 km² (rys. 8). Zlodowacenie występuje na większych wyspach i zajmuje 85.1% ogólnej powierzchni archipelagu (13 735 km² wg Dolgushina i Osipovej 1989, 13 524.9 km² wg Sharova 2005). Objętość lodu Macheret i współautorzy (1999) szacują na 2105.9 km³ (w 1993 r.). Większość dużych wysp prawie w całości pokryta jest lodowymi plateau, czapami i kopułami lodowymi o powierzchniach często przekraczających 100 km² (np. na Ziemi Princa Georga – 1476 km², Ziemi Wilczka – 1008 km², wyspie Halla – 568 km², La Ronciere – 406 km²; Koryakin 1988) i miąższościach w centralnych częściach osiagających 300–450 m. Średnia grubość zlodowacenia pokrywowego szacowana jest na 180 m. Wysokość większości wysp nie osiąga 500 m n.p.m., jedynie na Ziemi Wilczka i wyspie Wiener-Neustadt przekracza 600 m n.p.m. (rys. 8). Niezbyt duże wysokości powodują, że strefa ablacji obejmuje ponad połowę powierzchni zlodowacenia (7640 km²), a w obszarze akumulacji aż 4145 km² przypada na strefę firnową (Atlas Arktyki 1985).

Z ogólnej długości linii brzegowej 4425 km, ponad połowę, bo 2655 km, stanowią brzegi lodowe (Dolgushin i Osipova 1989). Sharov (2005) długość lodowej linii brzegowej szacuje na 2520 km. Składają się na nią krawędzie 245 kopuł lodowych z małoaktywnym lodem w partii brzeżnej oraz

488 szybszych (od 50–60 do 250–400 m/rok) lodowców wyprowadzających, produkujących dużą liczbę gór lodowych. Strefy frontalne tych lodowców stanowią 59% długości lodowej linii brzegowej (Sharov i Etzold 2004). Prawie dwa razy większą liczbę lodowców wyprowadzających (852) podają Glazovsky, Macheret i Vasilenko (2006). Według tych autorów aktualna długość brzegów lodowych archipelagu wynosi 2510 km. Wysokość klifów lodowców wyprowadzających nie jest duża, na ogół nie przekracza 25–30 m (Sharov i Etzold 2004).



Rys. 8. Zlodowacenie Ziemi Franciszka Józefa wg Dolgushina i Osipovej (1989) oraz Atlasu Arktiki (1985). Z, S, W – zachodnia, środkowa i wschodnia część archipelagu. Brzegi lodowe zaznaczono czerwoną barwą, szybkie lodowce wyprowadzające produkujące dużą liczbę gór lodowych – czarnymi strzałkami, skupiska osiadłych wielkich gór stołowych – czarnymi trójkątami (objaśnienie w tekście)

Według Dolgushina i Osipovej (1989), w zachodniej części archipelagu (część Z na rys. 8) kopuły lodowe drenowane są tylko w brzeżnych partiach przez słabo skanalizowane, szerokie i krótkie lodowce wyprowadzające. Jedynie w SW części Ziemi Princa Georga lodowce te są dobrze wykształcone i stromo opadają do morza wysokimi lodospadami. Jak piszą cytowani autorzy, od klifów wszystkich lodowców wyprowadzających tej części archipelagu odłamują się góry lodowe. W środkowej części archipelagu (część S na rys. 8), na południu, na mniejszych wyspach o urozmaiconej rzeźbie podłoża występuje szereg kopuł lodowych, a na niektórych zlodowacenie siatkowe. Oba typy zlodowacenia drenowane są przez dużą liczbę niewielkich lodowców wyprowadzających. Krótkie są również lodowce wyprowadzające lód z czap lodowych leżących na północy wysp Rudolfa i Karla Aleksandra. Natomiast na dużych wyspach (Salisbury, Zieglera, Jacksona, Luigi, Champ) lodowce wyprowadzające są dobrze rozwinięte, a ich powierzchnia przekracza sumaryczną powierzchnię kopuł lodowych, które drenują. Z około 610 km brzegów lodowych tej części archipelagu, aż 2/3, czyli 440 km, to urwiste (miejscami o charakterze lodospadów) klify lodowców wyprowadzających kończących się w morzu i produkujących wiele gór lodowych. Zlodowacenie wschodniej części

archipelagu (część W na rys. 8) obejmującej kilka dużych wysp (Ziemię Wilczka, wyspy: Grahama Bella, Halla, McClintocka, La Ronciere, Salm, Eva-Liv oraz Rainera) również tworzone jest przez rozległe plateau i kopuły lodowe. Jednakże w odróżnieniu od innych wysp, drenowane są one tylko przez nieliczne, za to rozległe, lodowce wyprowadzające. Na największej wyspie, Ziemi Wilczka, wierzchołek kopuły lodowej znajduje się na wysokości około 600 m n.p.m., a miąższość lodu przekracza 400 m. Na E wybrzeżu tej wyspy leży największy lodowiec wyprowadzający archipelagu – Znamenityj (Renown) – o długości 30 km i powierzchni 382 km², a na wybrzeżu północnym najszerszy (poza Grenlandię) lodowiec wyprowadzający Arktyki – Karo (400 m/rok). W sezonach zimowych 1994–1996 zmierzona prędkość ruchu tego lodowca wynosiła od 76.5 do 85 cm/dzień (Sharov i Etzold 2004).

Występowanie na Ziemi Franciszka Józefa lodów szelfowych rozważają Dowdeswell i in. (1994) oraz Macheret i in. (1999). Zdjęcia satelitarne archipelagu ujawniły, że partie brzeżne niektórych kopuł lodowych cechują się niewielkim nachyleniem w stronę morza. Powierzchnia największego z takich obszarów sięga 45 km². Obszary te od swojego zaplecza oddziela strefa wyraźnej zmiany nachylenia powierzchni lodu. Występują one na ogół w osłoniętych i głębokich zatokach, choć niektóre z nich tworzą brzegi głębokich, wewnętrznych kanałów archipelagu. Zidentyfikowane przez Dowdeswella i współautorów (1994) płaskie, brzeżne partie niektórych kopuł lodowych można określić jako młody lód szelfowy. Powstawać on może w wielu głębiej wciętych zatokach Ziemi Franciszka Józefa, osłoniętych z trzech stron od wiatru i fal, których brzegi tworzą małoaktywne bariery kopuł lodowych. Gdy zatoki są osłonięte to, jak pisze Korotkevič (1969), lód stały, który w nich powstał w sezonie zimowym, latem nie jest łamany i może zacząć tworzyć się wieloletni pripaj (przylepa, przybrzeżny lód stały). Gromadzący się na powierzchni takiego lodu śnieg podlega stopniowo metamorfizacji i przekształca się w firm i lód. Po wieloletnim funkcjonowaniu takiego procesu masa lodu staje się na tyle duża, że rozpoczyna się proces płynięcia lodu. Powstaje pripajowy (przylepowy) lód szelfowy¹⁰ (typ 4 na rys. 11, str. 57 w tym tomie). Według Barkova (1971), który badał tego typu lody na Antarktydzie, granica grubości, przy której wieloletni pripaj przeobraża się w lód szelfowy to około 36 m. Choć średnią grubość omawianych lodów na Ziemi Franciszka Józefa szacuje się tylko na około 20 m, to mogą one być już uznane za młode lody szelfowe, gdyż jak wykazują obserwacje, niektóre ich fragmenty zaczynają płynąć. Zdaniem Machereta i in. (1999) na Ziemi Franciszka Józefa funkcjonuje około 155 tego typu lodów o powierzchni szacowanej na 65.6 km². Według tych autorów jest również wielce prawdopodobne, że przynajmniej na przedpolu dwóch lodowców wyprowadzających (lodowca nr 5 uchodzącego do Zatoki Geografów na Ziemi Princa Georga i lodowca nr 26 na Wyspie Jacksona) istnieją dwa małe (1.0–1.5 km²) lody szelfowe. Przypuszczenia te zostały potwierdzone wynikami badań interferometrycznych przeprowadzonych pod koniec lat 90-tych (Sharov 2005). W ich świetle brzeżną partię lodowca nr 5 na Ziemi Princa Georga uznać należy za deltowy lód szelfowy o powierzchni około 15 km².

Prawdopodobnie niezbyt dawno temu (w II połowie XX w.), jak pisze Sharov (2005), powierzchnia pripajowych lodów szelfowych była znacznie większa. Autor ten wskazuje na dużą liczbę wielkich stołowych gór lodowych (zidentyfikowanych na zdjęciach satelitarnych), które w tym samym czasie (1992–1993) pojawiły się blisko omawianych lodów. Według Sharova krawędzie pripajowych lodów szelfowych w rejonie Ziemi Princa Georga, wysp Jacksona, Karla Aleksandra, McClintocka i Salisbury cofnęły się wtedy o ponad 500 m. Przyczynami tej gwałtownej destrukcji mogły być z jednej strony

¹⁰ W języku angielskim tego typu lód szelfowy nazywany jest *apron glacier*.

występujące na początku lat 90-tych bardzo częste anemobaryczne zmiany poziomu morza¹¹, które w obrębie wewnętrznych cieśnin archipelagu mogą być szczególnie duże, a z drugiej – pojawiające się w tym samym czasie, w kolejnych sezonach zimowych, obszerne polynie na akwenach wewnętrznych archipelagu.

Informacje o zmianach zlodowacenia Ziemi Franciszka Józefa w I połowie XX wieku, z powodu braku odpowiedniej dokumentacji, są tylko fragmentaryczne. Na podstawie porównania obserwacji położenia lodowców jakich dokonano w czasie austriackiej wyprawy K. Weyprechta (1872–1874) na statku "Tegetthoff" i włoskiej wyprawy księcia Abruzzów (1899-1900) na statku "Stella Polare" stwierdzono, iż pod koniec XIX w. miał miejsce awans lodowców. Przeprowadzone w latach 30-tych XX wieku przez Spizharskiego obserwacje położenia moren i rzeźby peryglacialnej wskazywały na występującą od początku XX w. stałą recesję, a badania Shumskiego (przełom lat 40-tych i 50-tych) – na stan równowagi lub nawet dodatni bilans zlodowacenia (Koryakin 1988). Od momentu kiedy w 1953 r. przeprowadzono kartowanie zachodniej części archipelagu, zmiany zlodowacenia Ziemi Franciszka Józefa mogą być oceniane z większą dokładnością. Wraz z analizą zdjęć satelitarnych z Landsata kartowanie to stało się podstawą oszacowania zmian jakie zaszły w okresie 1953–1978. Stwierdzono, iż w tym czasie położenie brzegów lodowych zlodowacenia pokrywowego (kopuły lodowych) było stałe, natomiast duże zmiany wystąpiły w położeniu barier i klifów lodowców wyprowadzających. Koryakin (1988) podaje, iż powierzchnia zlodowacona Ziemi Princa Georga zmalała o 42 km² (2.1% powierzchni), Ziemi Aleksandry – 9 km², a na wyspach Bruce'a i Northbrook – po 2–3 km², co daje łączny ubytek 56 km². Jeżeli założyć, że warunki zlodowacenia na pozostałych wyspach są podobne, to jak pisze Koryakin (1988), można deglacjację całego archipelagu oszacować na 230 km² w okresie 1953–1978, a licząc od początku wieku – na 700 km². Ponieważ miąższość brzeżnych partii lodowców wyprowadzających jest niewielka (około 50 m), to łączny ubytek lodu może być oszacowany na 12 km³ w latach 1953–1978 i 35 km³ w latach 1900–1978.

Zdjęcia satelitarne wykonane w sierpniu i wrześniu 1993 roku objęły cały archipelag i pozwoliły na kolejną ocenę wielkości deglacjacji. Macheret i współautorzy (1999) oszacowali, że pomiędzy rokiem 1953 a 1993 objętość lodu zmniejszyła się z 2147.8 do 2105.9 km³ czyli o 41.9 km³, przy jednoczesnym spadku powierzchni o 209 km². Odpowiada to spadkowi bilansu netto o 7 cm e.w. na rok. Zmiany te cytowani autorzy wiążą (nie wyjaśniając dlaczego) ze spadkiem w tym okresie letniej temperatury powietrza. W omawianym czasie największe zmiany wystąpiły w SE części Ziemi Franciszka Józefa – na Ziemi Wilczka, wyspach Halla, La Ronciere i McClintocka. Jak podaje Sharov (2005) klif lodowca Sonklar uchodzącego do Rough Bay na wyspie Halla cofnął się o 3.6 km. Duże zmiany zaszły również, jak to opisano wcześniej, w powierzchni młodych lodów szelfowych. Jednakże nie wszystkie lodowce podlegały w II połowie XX w. recesji. Zdjęcia satelitarne wykazały, że w porównaniu do lat 50-tych niektóre z nich awansowały nawet o kilkaset metrów. I tak: lodowiec Wschodni na wyspie Salisbury wysunął się na 500 m w stronę Kanału Rhodesa, wschodnia krawędź kopuły lodowej Perious wraz z lodowcem Znamenityj (Renown) na Ziemi Wilczka przesunęła się o 100 m, a położony na północnym wybrzeżu tej wyspy lodowiec Impetous awansował 600 m. Te jednostkowe, w skali archipelagu, przypadki postępu niektórych lodowców sugerować mogą, jak pisze Sharov (2005), występowanie zjawiska szarży.

¹¹ W latach 1989–1993 w rejonie Ziemi Franciszka Józefa ciśnienie atmosferyczne zimą (I–III) było znacznie niższe od średniego (w 1989 r. o 11 hPa, 1992 r. o 7.2 hPa i w 1993 r. o 9.7 hPa). Tak duże spadki ciśnienia wystąpiły w okresie 1950–2006 tylko jeszcze w 1959, 1973 i 1975 r.

Szacunki uwzględniające ostatnie lata wskazują na rosnące tempo deglacjacji. Średniorozdzielcze zdjęcia satelitarne ScanSAR (ERS-1/2) wykonane w marcu 1997 r. stały się podstawą kolejnej oceny rozmiarów recesji zlodowacenia Ziemi Franciszka Józefa. Sharov (2005) ocenił je na 375 km² (w latach 1953–1997), co stanowi 2.73% ogólnej powierzchni zlodowacenia. Taką samą wielkość podają Glazovsky, Macheret i Vasilenko (2006) dla okresu 1953–2001. W tym samym czasie długość lodowej linii brzegowej zmalała z 2661 do 2522 km (5.2%). Efektem tej przyspieszonej destrukcji jest duża liczba gór lodowych występujących w latach 90-tych w rejonie archipelagu. Sporo z nich osiąga duże rozmiary, o masie przekraczającej $0.6 \cdot 10^6$ ton.

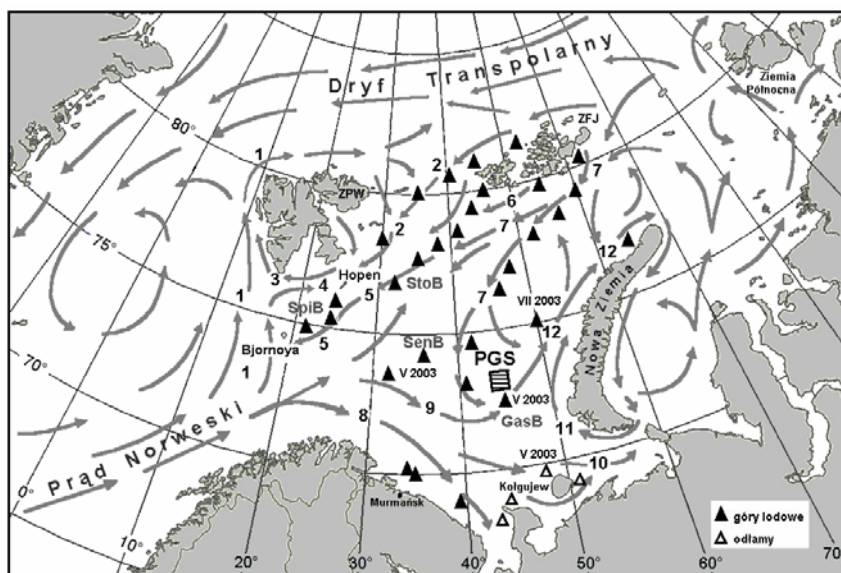
Løset i Carstens (1996) po oszacowaniu wielkości opadów i odpływu oceniają, iż roczny ubytek lodu wskutek cienienia wynosi 3 km³ i biorąc pod uwagę charakter cyrkulacji wód w pobliżu archipelagu sugerują, iż około połowa z odlamujących się na Ziemi Franciszka Józefa gór lodowych dryfuje po Morzu Barentsa. Pozostała część wpływa do Morza Arktycznego gdzie bądź dryfuje w wodach Dryfu Transpolarnego (Haas i Lieser 2003), bądź wraz z lodami morskimi wynoszona jest na Morze Barentsa pomiędzy Ziemią Franciszka Józefa a Ziemią Północno-Wschodnią (rys. 9).

Według Abramova (1996, za: GMES RUSSIA Final Report 2004) co roku od lodowców Ziemi Franciszka Józefa odlamuje się w postaci gór lodowych 2.26 km³ lodu (coroczny całkowity ubytek lodu szacowany jest na 6.5–7.5 km³). Największe góry lodowe odlamują się od barier lodowców Ziemi Princa Georga i Ziemi Wilczka. Wiele z nich ma powyżej 1.4 km długości. Wielkie góry lodowe, o długości kilku setek metrów i grubości 60–100 m, często obserwowane są w ciśninach pomiędzy poszczególnymi wyspami archipelagu (British Channel, Cambridge, Ermak i Austrian Channel). Większość z wielkich gór lodowych oparta jest o dno w pobliżu barier i ścian lodowych, od których się odlamały. Porównanie zdjęć satelitarnych (RADARSAT ScanSAR) wykonanych w lutym 1992, marcu 1997 i 1998 r. pozwoliło wyróżnić kilka miejsc gdzie znajdowały się bardzo duże, stołowe góry lodowe osiadłe na dnie. Były to (rys. 8): rejon pomiędzy Ziemią Wilczka a wyspą Klagenfurt, Cieśnina Austriacka (Austrian Channel) w rejonie środkowego wybrzeża Ziemi Wilczka, Zatoka Elena Gould na N od przylądka Vailas, w pobliżu Ziemi Princa Georga w Zatoce Essen oraz w okolicach przylądka Piterhead w Zatoce Geografów, w pobliżu wyspy Salisbury w rejonie cieśnin Braun i Rhodessa, w pobliżu Wyspy Rainera w rejonie cieśnin Ruslan i Bashmakova, w pobliżu Wyspy Jacksona w Cieśninie Włoskiej (GMES RUSSIA Final Report 2004).

Liczba gór lodowych odlamujących się od lodowców Ziemi Franciszka Józefa nie jest stała w czasie, zmienia się co 2–3 lata. Jeżeli prędkość ruchu bariery lodowej nie przekracza 30–40 m na rok, to większość odlamanych gór ma długość w granicach od 30 do 120 m. Jeżeli natomiast prędkość ruchu lodowca wzrasta, to góry cechują się znacznie większymi rozmiarami. Wtedy ich długość przekracza 300 m, a w wielu wypadkach osiąga nawet kilometr i więcej. Największa góra, która została zaobserwowana w rejonie Ziemi Franciszka Józefa, odlamała się od lodowca Znamienitego (Renown) na Ziemi Wilczka i miała długość 2.3 km. Duże góry najpierw przez pewien czas są osiadłe na dnie, później po zmniejszeniu swoich rozmiarów zaczynają dryfować, początkowo po wodach głębokich cieśnin gdzie występują silne prądy pływowe (od 14 do 80 cm/s), a później, po wyjściu na wody otwarte na S i SW. W maju 2005 r. na jednym zdjęciu ASTER zidentyfikowano ponad 100 gór lodowych wmarzniętych w stały lód przy SW wybrzeżach archipelagu. Rozmiary tych gór zostały oszacowane na od 50 do 100 m długości. Grubość lodu stałego pod koniec zimy sięga 1.2–1.7 m.

Co roku po wodach Morza Barentsa dryfuje około 3500 gór lodowych (Abramov 1992). Większość z nich topnieje w pobliżu miejsca swojego powstania. Te, które dryfują, na ogół nie osiągają obszaru

na południe od 74°N, ale w ekstremalnych latach mogą zdryfować znacznie dalej (rys. 9). W czerwcu 1913 r. w pobliżu wyspy Kolgujew i półwyspu Kanin Nos zauważono kilka odłamów gór lodowych (Danilov i in. 2004), a w 1929 r. góry lodowe obserwowano na podejściu do Murmańska i wejściu na Morze Białe (Abramov 1996, za: GMES RUSSIA Final Report 2004). Na początku XX wieku (1899–1928) wiele gór lodowych obserwowano w rejonie ławic Spitsbergeńskiej, Stor i Centralnej. Abramov (1992) analizując rozmieszczenie gór lodowych na Morzu Barentsa w latach 1933–1990 zauważył, iż dalece południowe (72°N) położenie góry lodowej zajmowały w 1933, 1939 i 1942 r. W dekadzie lat 50-tych, a we wschodniej części morza nawet od 1943 r., góry lodowe nie schodziły poniżej 76°N, a w 1955 r. (podobnie jak w latach 1973–1975) obserwowane były tylko bezpośrednio w pobliżu Ziemi Franciszka Józefa i Ziemi Północno-Wschodniej. Lata 1960–1990 (a zwłaszcza 1971, 1978 i 1982 r.) to drugi okres zdryfowywania gór lodowych daleko na południe, do 72–73°N.



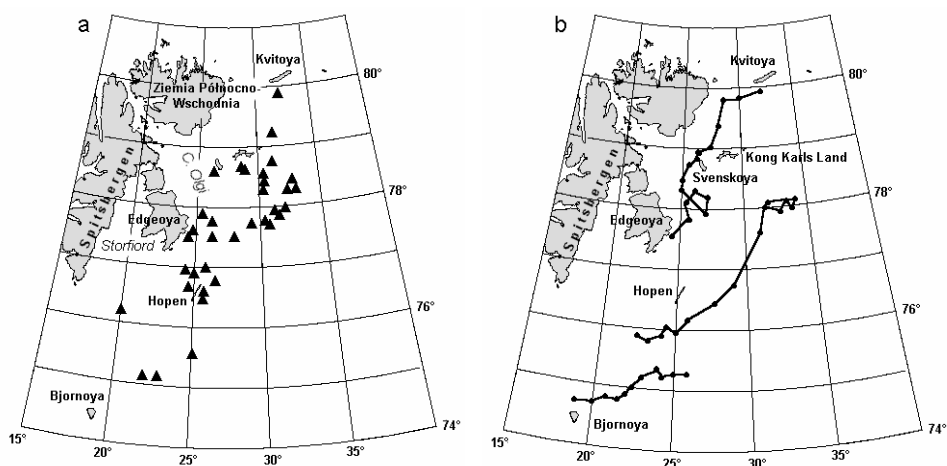
Rys. 9. Powierzchniowe prądy morskie na Morzu Barentsa oraz położenie gór i odłamów lodowych. ZFL - Ziemia Franciszka Józefa, ZPW - Ziemia Północno-Wschodnia, PGS – pole gazowe Shtokman. Prądy morskie: 1 - Zachodniospitsbergeński, 2 - Wschodniospitsbergeński, 3 – Sorkapski, 4 – Południowospitsbergeński, 5 – Bjornoi, 6 – Przybrzeżny Ziemi Franciszka Józefa, 7 – Perseya, 8 – Nordkapski, 9 – Murmański, 10 – Pechory, 11 – Litke, 12 – Zachodni Nowej Ziemi. Ławice: SpiB – Spitsbergeńska, StoB - Stor, SenB – Centralna, GasB - Gås

Większość z gór lodowych, które odłamują się we SE części archipelagu, po uzyskaniu pływalności, dryfuje z prędkością 0.2–1.2 m/s w wodach Prądu Perseya (rys. 9). Niektóre z tych gór mogą w wodach południowej gałęzi Prądu Perseya zdryfować w rejon Ławicy Centralnej i pola gazowego Shtokman (72°45' – 73°30'N, 43°30' – 45°00'E) gdzie stanowią duże niebezpieczeństwo dla jednostek badawczych operujących w tym rejonie, a w przyszłości platform wiertniczych i statków. W związku z tym w ostatnich latach rozpoczęto badania nad prawdopodobieństwem wystąpienia gór lodowych w NE części Morza Barentsa i na Morzu Karskim. Po przejrzaniu archiwum Arktycznego i Antarktycznego Instytutu Naukowo-Badawczego (Rosja) okazało się, że istnieje około

20 000 zapisów dotyczących gór lodowych, które wykryto na tych morzach w okresie od 1928 do 1991 roku (Naumov i in. 2004). Na podstawie tych zapisów oceniono, iż w rejonie pola Shtokman powtarzalność wystąpienia gór lodowych w ciągu roku nie przekracza 5% (Naumov 2004). Obserwacje przeprowadzone w ostatnich latach we wschodniej części Morza Barentsa wymuszają rewizję tej oceny. W czasie ekspedycji badawczej statku "Mikhail Somov" w maju 2003 r. zaobserwowano w tym rejonie aż 96 gór. Największa z nich miała rozmiary 190 x 430 m i 20.8 m wysokości (rys. 9), a jej masę oszacowano na 3.67 mln ton (Naumov i in. 2004, Glazovsky i in. 2006). Wśród zaobserwowanych gór 64% stanowiły odłamy, 27% – góry stołowe i 9% – góry piramidalne. Nasuwa się pytanie czy było to zdarzenie wyjątkowe. Glazovsky i współautorzy (2006) uważają, że przy założeniu dalszej szybkiej deglacjacji Ziemi Franciszka Józefa, należy liczyć się z pojawieniem w rejonie pola gazowego Shtokman i Ławicy Centralnej większej liczby gór lodowych i to o znacznych rozmiarach (grubości powyżej 200 m i długości przekraczającej 3 km).

Góry odłamujące się w SW części archipelagu dryfują na S i SW (rys. 9) bądź w wodach Prądu Wschodniospitsbergeńskiego, bądź najpierw w wodach Prądu Przybrzeżnego Ziemi Franciszka Józefa, później w centralnej części Prądu Perseya, by po minięciu Ławicy Stor zostać wciągnięte w wody Prądu Bjornoi (Potanin i in. 1989, Loeng 1991). Góry, które zdryfują w rejon Ławicy Spitsbergeńskiej napotykają ciepłe wody Prądu Południowospitsbergeńskiego, w których szybko topnieją. Do rejonu Hopen – Bjornoya mają szansę dotrzeć jedynie duże góry lodowe, albo te, które dryfują wraz ze zwartymi lodami morskimi. Na przykład w marcu 1992 r. obserwowano w pobliżu Hopen górę o długości 60 m i wysokości 6 m n.p.m., która dryfowała w polu lodowym o zwartości 90–95%.

Góry lodowe, które występują w rejonie pomiędzy Bjornoyą a Hopen pochodzą bądź z Ziemi Franciszka Józefa, bądź ze wschodnich wybrzeży Svalbardu. Obserwacje prowadzone w latach 1987–1992 wykazały (Løset 1993, Løset i Carstens 1996, Løset i in. 1999), że znaczna część gór występujących w NW części Morza Barentsa pochodzi z Ziemi Franciszka Józefa. Świadczą o tym trasy dryfu wielu gór lodowych. Trzy z takich tras pokazano na rysunku 10b. Góra stołowa, której dryf śledzono poczynając od Kvitoi miała rozmiary 100 x 75 m i wysokość 12 m. Piramidalna góra, którą rozpoczęto śledzić od pozycji 78°13N i 31°51'E, miała rozmiary 95 x 80 m i 15 m wysokości.



Rys. 10. Położenie gór lodowych raportowanych w 1987 roku (a) i przykładowe trasy dryfu gór lodowych w NW części Morza Barentsa (b), na podstawie Løseta (1993) oraz Løseta i Carstensa (1996)

W 1987 roku, w NW części Morza Barentsa wykonano pomiary 52 gór lodowych (rys. 10a). Największą była góra stołowa zaobserwowana na S od Svenskoi (78°34'N, 26°32'E). Miała 12 m wysokości, 499 m długości i 253 m szerokości, a jej masę oszacowano na 6.35 mln ton. Najwyższa z gór obserwowanych w tym roku miała 43.5 m wysokości (Løset i Carstens 1996).

Statystyki gór lodowych obserwowanych w NW części Morza Barentsa w kolejnych latach (1988–1992) wskazują na dużą zmienność ich występowania (w 1988 roku – 109 gór, w 1989 – 68, w 1990 – 89, w 1991 – 41 i w 1992 – 23). Góry śledzone w podanych latach (Løset i Carstens 1996, Løset i in. 1999) charakteryzowały się średnią wysokością 15.4 m (10.2–17.8 m) i długością 92 m (83–104 m), co w klasyfikacji Międzynarodowego Patrolu Lodowego odpowiada rozmiarom małych i średnich gór lodowych.

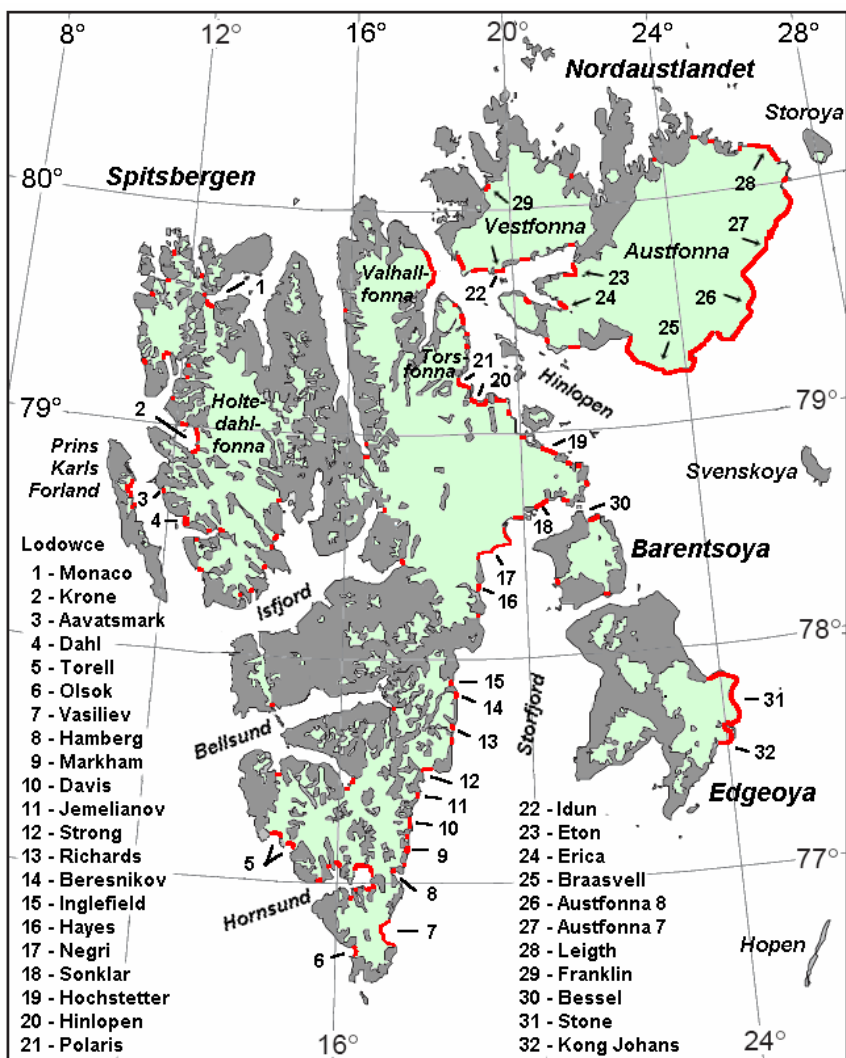
Według Abramova (1992) najdalej na południe góry lodowe w NW części Morza Barentsa rozprzestrzeniają się w okresie od stycznia do maja. W okolicach Hopen w kwietniu może wystąpić do 40–50 gór lodowych, a w pobliżu Bjornoi od 5 do 10 gór. Latem, gdy wzrasta temperatura wody i powietrza, góry szybko topnieją i zanikają. W lipcu i sierpniu w pobliżu Bjornoi góry lodowe mogą wystąpić tylko wtedy, gdy zostaną w ten rejon zdryfowane wraz z polem lodu morskiego¹².

Svalbard

W skład leżącego na pograniczu mórz Barentsa i Grenlandzkiego archipelagu Svalbard wchodzi 4 duże wyspy (Spitsbergen, Ziemia Północno-Wschodnia, Edgeoya, Barentsoya) i wiele mniejszych wysepek (rys. 11). Ponad połowa powierzchni archipelagu (60 874 km²) pokryta jest lodem (35 106 km²). Jak podaje Liestøl (1993), najbardziej zlodowacone są Ziemia Północno-Wschodnia (11 309 km²; co stanowi 74.7% powierzchni wyspy), Spitsbergen (21 767 km²; 56.4%) i Edgeoya (2130 km², 40.7%). Na Ziemi Północno-Wschodniej, Edgeoi i Barentsoi występuje zlodowacenie pokrywowe, a na Spitsbergenie półpokrywowe i górskie (głównie w centralnej części wyspy).

Zlodowacenie Svalbardu, badane od drugiej połowy XIX wieku (poczynając od szwedzkich wypraw Torella i Nordenskiölda w 1858, 1861, 1864 r. oraz niemieckiej wyprawy Heuglina i Zeila w latach 1870–1871), poznane jest najlepiej ze wszystkich zlodowaconych obszarów Arktyki. Omawiane jest w kilku pracach przeglądowych (m.in. Troitsky i in. 1975, Kotlyakov 1985, Jania 1988, Leaufoconnier i Hagen 1991, Liestøl 1993, Lankauf 2002, Hagen i in. 2003a, Pälli i in. 2003) i bardzo wielu pracach szczegółowych. Wynikiem badań prowadzonych przez różne ekspedycje były mapy ukazujące przebieg linii brzegowej Spitsbergenu i zasięgi lodowców uchodzących do morza (m.in. mapa Heuglina – 1870 r., mapy Vasilieva i De Geera – 1898–1901). Na Ziemi Północno-Wschodniej (pomijając dwa lodowce wyprowadzające – Gimle i Brage – w SW części Vestfonny, których krawędzie zaznaczone są na mapie De Geera) położenie brzegów lodowych znane jest od czasów wypraw brytyjskich (Oxford University Expeditions – 1924 i 1935–1936). W późniejszym okresie zmiany położenia klifów lodowych określano na podstawie analiz zdjęć lotniczych (1936–1938, 1956, 1961, 1969–1971) i satelitarnych (Landsat – 1985–1986, ERS–INSAR – 1995–1996, ICESat GLAS i ASTER – 2000, 2003), norweskich map topograficznych (1947, 1970, 1980, 1993) oraz norweskich i angielskich map nawigacyjnych.

¹² Między innymi w lipcu 1973 roku statek szkolny WSM w Gdyni s/t "Jan Turlejski" odnotował 5 gór lodowych na E od Wyspy Niedźwiedziej (Bjornoya). Podobnie latem 1963 r., w rejonie na NE od Wyspy Niedźwiedziej, w pobliżu skraju lodów, odnotowano wystąpienie kilkunastu gór lodowych (inf. ustna kpt. ż.w. W. Gorządka przekazana autorowi w końcu lat 70-tych).



Rys. 11. Aktywne lodowce kończące się w morzu na Svalbardzie (wg Atlasu Arktiki 1985, Leaufoconniera i Hagen 1991 oraz Dowdeswella i in. 1991, 1999). Brzegi lodowe oznaczono czerwoną barwą, a główne lodowce wyprowadzające Vestfonna i Austfonna strzałkami

Zlodowacenie Svalbardu tworzy 10 dużych kopuł lodowych i 201 lodowców wyprowadzających (Sharov i Etzold 2004), z których większość uchodzi do morza oraz szereg mniejszych lodowców górskich. Bariera lodowa Austfonna (8120 km²; Hagen i in. 2003a), największej kopuły w euroazjatyckiej Arktyce, w latach 80-tych XX wieku ciągnęła się na nieprzerwanej długości 251 km (Sharov i Etzold 2004). Bariery innych, większych lodowców wyprowadzających Svalbardu rozciągają się już na znacznie mniejszych długościach (np. Stone – 48 km, Negri – 20.5 km, Vasiliev – 16.7 km; Sharov 2005). Po przeprowadzeniu studiów kartometrycznych Sharov (2005) ocenił, że długość brzegów lodowych Svalbardu, jeszcze w latach 50-tych XX wieku przekraczająca 1000 km, na początku XXI wieku zmalała do 794 km (tab. 5).

Tabela 5

Zmiany długości [km] brzegów lodowych Svalbardu w latach 1970–2000
wg Dowdeswella (1989; lata 1980-te) i Sharova (2005)

Wyspa	Lata			Zmiana 2000 – 1970	
	1970-te	1980-te	2000-ne	km	%
Spitsbergen	496.5	484	415.7	-80.8	-16.2
Nordautlandet	318.6	306	279.5	-39.1	-12.3
Edgeoya	83.6	79	60.2	-23.4	-27.9
Barentsoya	19.6	23	11.1	-8.5	-43.3
Prins Karls Forland	16.1	17	14.9	-1.2	-7.4
Storoya	11.8	13	12.0	+0.2	+1.6
Razem:	946.2	1028	794.2	-152.0	-16.0

W XX w. poszczególne lodowce Svalbardu wykazywały różne zmiany w czasie. Ich przejawy omawia szereg prac. Najpełniejszą charakterystykę zmian położenia brzegów lodowych Ziemi Północno-Wschodniej, Barentsoi i Edgeoi oraz wschodniego wybrzeża Spitsbergenu dają Leaufoconnier i Hagen (1991). Na podstawie map znajdujących się w cytowanej pracy, autorzy niniejszej publikacji oszacowali zmiany położenia klifów większych, aktywnych lodowców wyprowadzających Svalbardu w kilku przekrojach czasowych obejmujących lata 1870–1985 (tab. 6). Uzyskane wyniki wskazują, że tempo zmian poszczególnych lodowców wschodniego Spitsbergenu było różne. W pierwszym 36-leciu XX wieku największą recesją cechował się Hambergreen, który w tym czasie cofnął się o 9 km. W kolejnych latach (1936–1957) lodowiec ten cofnął się o dalsze 5 km. Od 1961 roku rozpoczęła się szybka (4–6 lat) szarża, która spowodowała wysunięcie się Hambergreen na 5 km (1957–1970). Po ustaniu szarży lodowiec ponownie zaczął się cofać. W rezultacie recesja liczona w kolejnym 34-leciu (1936–1970) wyniosła tylko 700 m. Następne 34-lecie (1970–2004) to okres dalszego, bardzo szybkiego (6.8 km) cofania się Hambergreen (Sharov 2006).

Tabela 6

Zmiany położenia (± 100 m) klifów większych lodowców wyprowadzających Svalbardu w latach 1870–1985 (wg map z Leaufoconniera i Hageny 1991). Awans – znak "+", recesja – znak "-"

Lodowiec	1870–1900	1900–1936	1936–1961	1961–1970	1936–1970	1970–1985
Spitsbergen						
Vasiliev	-	-2000			-2000	-700
Hamberg	-	-9000	-3000	+2900	-700	-3000
Jemelianov	-	-5100	-2800	-400	-3200	+2400
Strong	+11000	-2000	-	-	-5000	-1200
Hayes	+7500	-3900	-	-	-1900	-1300
Negri	-2900	+8900	-	-	-12000	-1900
Sonklar	+4700	+2800	-	-	-5300	-1200
Hochstetter	-	-8000	-	-	-1000	-1200
Hinlopen	-	-4200 ¹	-2400 ²	+4800 ³	+2300 ⁴	-2500
Polaris	-	-3700	-	-	-500	-800
Barentsoya						
Bessel	-	-	-	-	-3500	-600
Edgeoya						
Kong Johans	-	-	-	-	-3200	-1500
Stone	-	-	-	-	-	-1000
Nordautlandet (Ziemia Północno-Wschodnia)						
Eton	-	-	-	-	-1800 ⁵	-2300 ⁶

¹ – 1901–1938, ² – 1938–1956, ³ – 1956–1970, ⁴ – 1938–1970, ⁵ – 1938–1969, ⁶ – 1969–1986

Bardzo dużymi zmianami położenia cechował się również lodowiec Negri (1180 km², 41 km długości) uchodzący do północnej części Storfjordu. Leaufoconnier i Hagen (1991) po analizie map i zdjęć lotniczych stwierdzili, że lodowiec ten przeszedł w XX wieku dwa cykle recesji i jeden okres gwałtownego awansu. Jak podają cytowani autorzy, po awansie, który miał miejsce przed rokiem 1870, rozpoczął się okres szybkiej recesji – w latach 1870–1927 można ją oszacować na od 1 km w S części do 4 km w N części lodowca. W 1927 r. niemiecka ekspedycja Grippa obserwowała w pobliżu bariery lodowej Negribreen ponad 80 dużych (o długości przekraczającej 100 m), najprawdopodobniej osiadłych na podwodnych progach, gór lodowych. Być może, że w tym czasie przynajmniej niektóre brzeżne fragmenty lodowca były pływające. W następnych latach (1927–1935) w południowej części lodowca Negri zaznaczył się awans (do 2 km, tj. około 250 m na rok), natomiast część północna podlegała jeszcze dalszej recesji. Pomiędzy 1935 a 1936 r. Negribreen gwałtownie szarżował. W ciągu niecałego roku, w centralnej części lodowca wysunął się na około 12 km do przodu, szeroki na 15 km, język silnie uszczelinionego lodu (Hagen i in. 2003b). Daje to średnią prędkość lodu rzędu 35 m na dobę. Awans lodu w drugim języku, który wysunął się w SW części lodowca był nieco słabszy – nie przekroczył 6 km. Oba języki były w tym czasie najprawdopodobniej lodami pływającymi (Leaufoconnier i Hagen 1991). Poczynając od końca 1936 r. Negribreen zaczął się systematycznie cofać. Początkowo tempo recesji było duże, do 400–500 m na rok, później (po 1956 r.) zmalało do 110–130 m na rok. Wykonane w 1956 roku, zdjęcia lotnicze wskazywały na uspokojenie się lodowca, jak podają cytowani autorzy – powierzchnia lodu była wyrównana, poprzecinana nielicznymi szczelinami. Odbywająca się nieprzerwanie od 1936 roku recesja lodowca Negri sprzyja występowaniu w tej części Storfjordu dużych (do 100–150 m rozciągłości; Dowdeswell 1989) stołowych gór lodowych. Po uzyskaniu pływalności dryfują one w wodach prądu przybrzeżnego (Skogseth i in. 2005) wzdłuż wschodniego wybrzeża Spitsbergenu na południe.

Większość lodowców uchodzących do morza na wschodnim wybrzeżu Spitsbergenu zarówno w I jak i na początku II połowy XX wieku znajdowała się w fazie recesji (tab. 6). Jedyne lodowce dolinny Hinlopen (1250 km², 68.5 km długości) charakteryzował się w tym czasie szybkim postępem. W czasie 14 lat (1956–1970) awansował w tempie około 340 m/rok. Jak wynika z badań Liestøla (za: Dowdeswell i in. 1991), pod koniec 1968 r. rozpoczęła się szarża, prędkość ruchu lodu wzrosła do 16 m na dobę (lipiec 1969 – lipiec 1970) i lodowiec w tym czasie przesunął się o około 3 km do przodu. W następnych dwóch latach szarża trwała nadal i jak podają Leaufoconnier i Hagen (1991), na przełomie 1970 i 1971 roku, w ciągu 370 dni bariera lodowa przesunęła się o dalsze 2.5 km do przodu, przy chwilowych prędkościach lodu szacowanych na 8–12 m na dzień. Tak szybki ruch silnie potrząskanego lodowca przyczyniał się do ciągłego odłamywania się od jego bariery dużej liczby gór lodowych. Po 1986 r. rozpoczął się proces recesji tego lodowca. Najbardziej intensywne obłamywanie się ścian lodowych miało miejsce w czasie szybkiego awansu wywołanego szarżą. O produktywności Hinlopenbreen świadczyć może analiza zdjęcia lotniczego wykonanego 6 sierpnia 1970 r., na którym w bezpośrednim pobliżu bariery lodowej rozpoznano ponad 100 stołowych gór lodowych o długościach od 20 do 150 m (średnie i duże góry lodowe). Jak podają Leaufoconnier i Hagen (1991) większość tych gór miała wysokości rzędu 25–50 m, a ich miąższość szacowano na około 100 m. Roczny ubytek lodu w wyniku cielenia gór lodowych w czasie szarży z 1970 roku Liestøl (1972; za: Hagen i in. 2003b) oszacował na 2 km³. W ostatnich dwóch dekadach XX wieku większość brzegów lodowych w rejonie cieśniny Hinlopen tworzą albo lodowce niewystające już poza ogólny zarys linii brzegowej, albo krawędzie małoaktywnych kopuł lodowych (Torsfonny

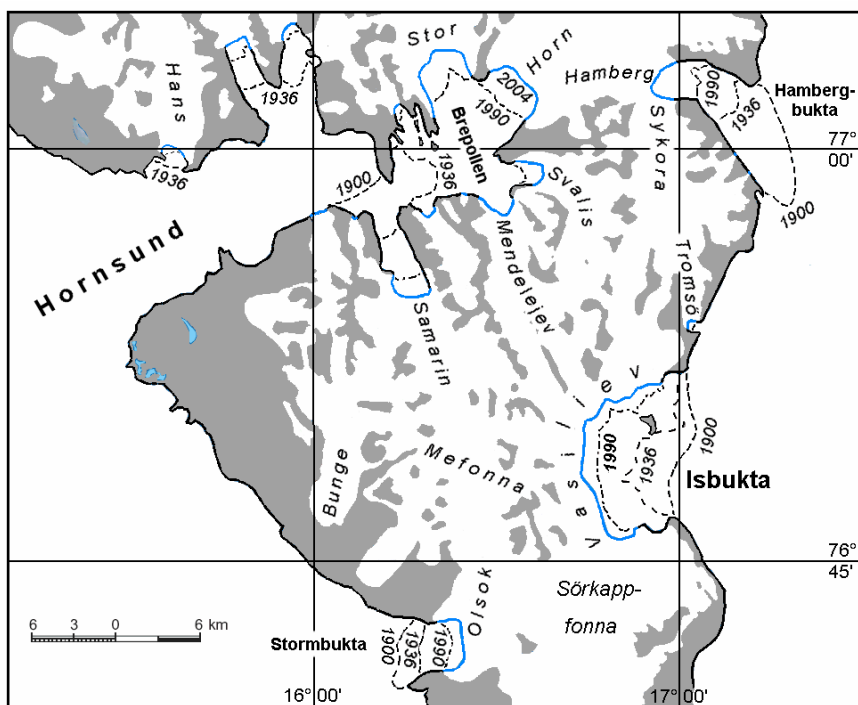
i Valhallfonny na NE Spitsbergenie oraz Vestfonny na Ziemi Północno-Wschodniej) o stopach płytko zanurzonych, często opartych o podwodne skały, stąd większość odłamujących się od nich brył lodu ma stosunkowo niewielkie rozmiary, rzędu odłamów i małych gór lodowych (do 15 m wysokości i 60 m długości).

Jedną z najbardziej spektakularnych szarż jaka w XX wieku wystąpiła na Svalbardzie miała miejsce na Ziemi Północno-Wschodniej, gdzie w latach 1936–1938 z południowej części Austfonny (rys. 11) wysunął się szerokim na 30 km frontem lodowiec wyprowadzający Braasvell (1111 km², 45 km długości; Hagen i in. 2003a). W czasie szarży lodowiec awansował na ponad 20 km doprowadzając do powstania nowej powierzchni zlodowaczonej szacowanej przez Schytta (1969, za: Dowdeswell i in. 1991) na około 600 km², a przez Solheima (1988) na 500 km². Ten ostatni autor przypuszcza, że w szarży uczestniczyło około 96 km³ lodu. Cała nowo powstała powierzchnia zlodowaczone była bardzo silnie uszczeliniona co sprzyjało szybkiej dezintegracji i odłamywaniu się licznych gór lodowych. Vinje (1985) powołując się na raporty łowców fok pływających latem 1937 roku w pobliżu południowych wybrzeży Ziemi Północno-Wschodniej podaje, iż w tym czasie około 100 dużych, stołowych gór lodowych przebywało na tym akwenie. Najprawdopodobniej większość z nich osadzona była na dnie na przedpolu bariery lodowej Braasvellbreen, gdyż jak podają Leaufoconnier i Hagen (1991), na zdjęciach lotniczych z 1938 r. widoczne są liczne duże, stołowe góry przesłaniające tę barierę lodową. Po 1938 roku lodowiec wszedł w fazę recesyjną. Leaufoconnier i Hagen (1991) szacują, że od 1938 do 1986 r. Braasvellbreen cofnął się o około 3–3.5 km (tj. 60–70 m na rok), co przy założeniu grubości lodu w partii brzeżnej na 100 m, daje ubytek lodu wskutek cielenia około 0.35 km³ rocznie. Jest to, jak podają cytowani autorzy, o połowę więcej niż wynosi roczny ubytek wskutek cielenia Kronebreen – najaktywniejszego pod tym względem lodowca zachodniego wybrzeża Spitsbergenu.

Kronebreen (~700 km², 22 km długości; Hagen i in. 2003a) drenujący pole lodowe Holtedahla (1013 km²) uchodzi do morza w Kongsfjodzie. Na ponad 3/4 swojej długości lodowiec ten jest silnie uszczeliniony. W środkowej części bariery lód w partii brzeżnej porusza się z prędkością od 2.2 (średnia roczna) do 4.5 m (w lipcu) na dobę, a maksymalna prędkość ruchu lodu szacowana jest na 785 m/rok (Lefauconnier i in. 1994). Uwzględniając miąższość lodu w strefie frontalnej, od 45 do 120 m, roczny ubytek lodu w wyniku odłamywania się gór lodowych cytowani autorzy szacują na 0.20–0.25 km³. Od czasu szarży datowanej na 1869 rok do początku XXI w. Kronebreen cofnął się o ponad 11 km, a średnie roczne tempo recesji w II połowie XX wieku może być określone na 150 na rok (Svendsen i in. 2002, Hagen i in. 2003a).

W XX wieku znacząca recesja zachodziła również na południowym Spitsbergenie (rys. 12). Podlegał jej przede wszystkim lodowiec Vasilieva oraz lodowce systemu Horn – Hamberg (tab. 7). Szczegółowo zmiany zasięgu lodowców uchodzących do Hornsundu w latach 1900–1985 omawia Jania (1988). W tych latach w wyniku cofnięcia się lodowców uchodzących do morza Hornsund powiększał się corocznie o 1 km². Analizując wahania lodowców w rejonie Hornsundu Jania (1988) zauważył, że w tempie recesji występowały okresy przyspieszeń (1918–1936, po 1983 r.) i spowolnień (1960–1983), które wiąże z podobnym rytmem zmian klimatycznych (ocieplenie klimatu). W systemie Horn – Hamberg oba oparte o dno lodowce tworzą przesmyk między Sørkapplandem a Ziemią Torella (główną częścią Spitsbergenu). W 1900 roku, kiedy Hambergbreen osiągał swój maksymalny zasięg, a Hornbreen przykrywał półwysep Treskelen – szerokość przesmyku wynosiła 35 km, w 1936 roku – kiedy zaczynała odsłaniać się Treskelbukta i Brepollen – zmalała do 25 km, w 1990 r. – kiedy Ostrogradskifjella i Mezenryggen tworzyły szerokie skaliste przylądki – do 14.4 km,

w 1996 r. – 10.2 km i w sierpniu 2004 r. – 8.8 km. Uwzględniając cofnięcie się Hornbreen w latach 2004–2006 o dalsze 2.4 km (Sharov 2006), szerokość przesmyku zmalała do 6.4 km. W porównaniu do stanu z 1936 r. powierzchnia lodu na przesmyku obniżyła się od 70–80 m w części centralnej do 100–130 m w części brzeżnej (Pälli i in. 2003) i nie przekracza obecnie 150 m n.p.m. Stosunkowo duże głębokości występujące obecnie na przedpolu Hornbreen (>50 m) i w Brepollen (>80 m), sprzyjają częstemu odłamywaniu lodu i szybkiemu odprowadzaniu w prądach pływowych powstałych odłamów i gór lodowych na zewnątrz fiordu. Stopniowy wzrost rozmiarów Brepollen powoduje wzrost długości rozbiegu fali (wiatru nad wodą) co skutkuje zwiększaniem energii pola falowania – wzrostem wysokości fali – zwiększając tym samym prędkość opływu klifów lodowych przez wodę i przyspieszając działanie abrazji termicznej (Marsz 1996). Jeżeli założyć utrzymanie się dotychczasowego tempa recesji systemu lodowcowego Horn – Hamberg, to jak sugerują Sharov i Osokin (2006), można się spodziewać, że około 2020 roku dojdzie do zaniku tego lodowego przesmyku i Sørkappland z Ziemią Torella połączy niski przesmyk lądowy. Zachodzące zmiany zasięgu brzegów lodowych w rejonie między Hornsundem a Hambergbukta potwierdzają więc hipotezę o możliwości oddzielenia się Sørkapplandu sformułowaną przez Szupryczyńskiego (1968) już w drugiej połowie lat 60-tych XX wieku. Niektórzy badacze (m.in. Ziája 2005) sugerują, że dalsze cofanie się Hornbreen, wraz z podlegającym recesji Hambergbreen spowodować może przekształcenie się Sørkapplandu w wyspę, co z racji położenia tego rejonu doprowadzi do radykalnych, jak sądzi Ziája (2005; Ziája i Ostafin 2005), zmian środowiskowych.



Rys. 12. Zmiany położenia brzegów lodowych na południowym Spitsbergenie w latach 1900–2004 (na podstawie Sharova i Osokina 2006). Zaznaczono położenie klifów lodowych w 1900, 1936, 1990 i 2004 roku. Kolor szary – obszary niezlodowaczone

Tabela 7

Recesja [km] i ubytek powierzchni [km²] lodowców w rejonie Hornsundu i Hambergbukty w latach 1936–2004 (wg Sharova 2006)

Lodowiec	1936–1984		1984–2004	
	Recesja	Powierzchnia	Recesja	Powierzchnia
Horn	6.8	20.9	4.2	13.52
Stor	0.8	1.73	4.4	14.22
Svalis	2.2	4.3	2.3	3.27
Samarin	5.5	9.0	2.3	5.93
Hamberg	3.6	6.8	4.2	8.95

Obserwowany w ostatnich latach wzrost temperatury powietrza w sezonach zimowych (np. zima 2005/2006 w Longyearbyen była o 8.3 deg cieplejsza od średniej z lat 1961–1990) skutkuje wyższymi temperaturami wody i redukcją pokrywy lodowej w rejonie Svalbardu (lód tworzy się później i wcześniej zanika). Ułatwia to wyprzątanie zimowej pokrywy lodów morskich i wyprowadzanie z Hornsundu lodu obłamującego się z lodowców. Dzięki temu lokalnie, w obrębie fiordu, wzrasta temperatura wody (lód topiąc się na zewnątrz fiordu nie zużywa na swoje topnienie zasobów ciepła wód fiordowych). Wzrasta również powierzchnia akwenu, na którym w sprzyjających sytuacjach synoptycznych dochodzić może do rozwoju silnego falowania odgrywającego jedną z głównych ról (wraz z termabrazją) w procesach dezintegracji barier lodowych. W rezultacie, jak pisze Marsz (1996), po przekroczeniu krytycznych granic geometrii akwenu (Brepollen), w warunkach relatywnie głębokiej wody, dalszy rozwój procesów abrazji termicznej uzyskuje mechanizm "samonapędzający się". Dodatkowym czynnikiem podnoszącym latem temperaturę wód powierzchniowych jest silna stratyfikacja zasoleniowa powstała w rezultacie dopływu do Brepollen ogromnych ilości wód słodkich z topniejących lodowców. W takiej sytuacji rola zmian temperatury powietrza w cofaniu się brzegów lodowych wydaje się posiadać znaczenie czynnika działającego pośrednio (Marsz 1996). Z drugiej strony redukcja pokrywy lodów morskich w zachodniej części Morza Barentsa przyczyniać się będzie do zwiększonego napływu wilgoci nad wschodnią część Svalbardu (m.in. Bamber i in. 2004). To z kolei w niższych partiach lodowców sprzyjać będzie ich nawodnieniu, co z jednej strony przyspieszać będzie poślizg lodowców po podłożu (Jania 1997), a z drugiej – tworzenie szczelin tnących lodowiec i przyspieszających procesy dezintegracji blokowej. Podobne procesy, jak te opisane dla Hornsundu, funkcjonować mogą i w innych, w ostatnich dekadach coraz to szybciej i głębiej wcinających się w ląd, zatokach południowego Spitsbergenu (np. Hambergbukta, Isbukta, Stormbukta – rys. 12). Na przyspieszenie tempa procesów deglacji zachodniego Spitsbergenu wpływają również wielkoskalowe procesy hydrologiczne występujące w północnej części Atlantyku oddziałujące pośrednio – poprzez regulację cyrkulacji atmosferycznej – na czynniki bilansowe zlodowacenia (zagadnienia te w literaturze polskiej omawiają prace Marsza i Styszyńskiej (2002) i Styszyńskiej (2004)).

Svalbard w II połowie XX wieku podlega wyraźnej deglacji, jednakże wiele lodowców wyprowadzających tego archipelagu jest typu szarżującego co powoduje, że obraz zmian zlodowacenia, zwłaszcza jeśli rozpatruje się go w małej skali (jednego lodowca, jednej zatoki), może prowadzić do różnych wniosków. Listy starszych szarż podają Dowdeswell i in. (1991), Leaufoconnier i Hagen (1991), Liestøl (1993) czy Hambrey i Dowdeswell (1997), a nowsze omawiane są w wielu pracach szczegółowych (m.in. Dowdeswell i Benham (2003) – Perseibreen – awans o 750 m w okresie maj – sierpień 2001 r., Murray i in. (2003) – Monacobreen – awans o 2 km w latach 1991–1998).

Liczba lodowców szarżujących jest różnie oceniana. Hamilton i Dowdeswell (1996) po analizie morfometrii 615 lodowców Svalbardu oszacowali iż około 36% z nich może być lodowcami szarżującymi. Jiskoot i współautorzy (1998) z 504 analizowanych przez siebie lodowców svalbardzkich 132 z nich (26.2%) zaliczyli do typu szarżującego i ocenili, iż około 48.3% powierzchni zlodowacenia Svalbardu tworzone jest przez lodowce szarżujące (patrz rys. 1 w cytowanej pracy). Długość cyklu szarży jest różna. Leaufoconnier i Hagen (1991) długość fazy aktywnej szarży szacują na 3–5 lat, a Dowdeswell i in. (1991) na 3–10 lat. Faza uspokojenia jest na ogół dłuższa i trwa kilkadziesiąt i więcej lat (nawet do 200; Dowdeswell i in. 1999). Jeżeli szarżujący lodowiec uchodzi do głębokiego morza to jego awans jest zwykle krótkotrwały gdyż silnie potrzaskana brzeżna część lodowca ulega intensywnemu obłamywaniu, w przypadku płytkiego morza cielenie lodowca zachodzi wolniej.

Zdaniem Dowdeswella (1989) oraz Hagen i in. (2003b) obecnie na Svalbardzie nie obserwuje się lodowców pływających. Jednakże przynajmniej pewne fragmenty brzeżnych partii niektórych lodowców uchodzących do morza w przegłębionych częściach fiordów mogą nie dotykać do dna¹³. Wysokości barier lodowych wahają się od 10 do 50 m (Koryakin 1988), a miąższość lodu w partiach brzeżnych sięga 100 m (Hagen i in. 2003b). Krawędzie małoaktywnych kopuł lodowych poruszają się z niewielkimi prędkościami (<10m/rok; Dowdeswell i Collin 1990), szybkich lodowców wyprowadzających od 50 do 100 m/rok, a czasami i szybciej (Lefauconnier i in. 1994, Dowdeswell i in. 1999). Hagen i współautorzy (2003a i b) przyjmując średnią prędkość ruchu obłamujących się barier lodowych na 20–40 m/rok szacują, że roczny ubytek lodu w wyniku cielenia się gór lodowych wynosi około 4 ± 1 km³ lodu, a całkowity ubytek lodu 25 ± 5 km³ na rok. Starsze prace (Govorukha 1989, Løset i Carstens 1993) ubytek lodu w wyniku cielenia się gór lodowych szacowały znacznie niżej, na 1.3–1.7 km³ na rok. Ponieważ jak do tej pory nie prowadzi się systematycznych pomiarów ubytku lodu w postaci gór lodowych, to szacunki jego wielkości oparte na pomiarach wykonanych sporadycznie na pojedynczych lodowcach (zwłaszcza szarżujących) mogą się znacznie różnić. Na przykład Liestøl (1973) podaje, że w wyniku szarży lodowca Hinlopen tylko w 1970 roku od jego bariery odłamało się około 2 km³ lodu.

Na Spitsbergenie brzegi lodowe stanowią około 33% długości wschodnich wybrzeży i tylko 4% wybrzeży zachodnich. Oparte o dno lodowce rejonu Kongsfiordu, podobnie jak i pozostałe, uchodzące do morza lodowce zachodniego wybrzeża Spitsbergenu, produkują jedynie duże ilości odłamków i odłamów oraz małych gór lodowych (Dowdeswell i Forsberg 1992, Svendsen i in. 2002). Większość z nich ma długości mniejsze od 25–40 m i nieregularne kształty, a ich zanurzenie nie przekracza 35–40 m (Dowdeswell 1989, Dowdeswell i Forsberg 1992). Odłamki i odłamy gór lodowych w relatywnie ciepłych wodach fiordowych ulegają bardzo szybkiemu topnieniu. Dowdeswell i Forsberg (1992) szacują tempo topnienia na od 0.5 do 1.0 m na dobę w zależności od prędkości względnej góry lodowej, rozmiaru i temperatury wody. Obliczenia te wskazują, iż większość odłamów i odłamków gór lodowych powstających w głębi fiordów zachodniego wybrzeża Spitsbergenu zanim zostanie wyprowadzona przez prądy pływowe z fiordów zdąży tam stopnieć. Większe góry lodowe trafiają się niezwykle rzadko, a gdy dojdzie do ich odłamania, to z powodu na ogół niewielkich głębokości na przedpolach większości lodowców pozostają osadzone na dnie w miejscu swojego

¹³ W języku angielskim lodowce takie nazywane są *semi-floating tidewater glacier* (Kaczmarek i Jania 1997). W środkowej części brzeżnych partii uchodzących do Hornsundu Samarbreen i Paierlbreen głębokości przekraczają 140 m i 160 m odpowiednio; na przedpolu kończącego się w Krossfjorden Lilliehöökreen – 140 m (wg C-MAP Electronic Chart System v. 4 – February 1999).

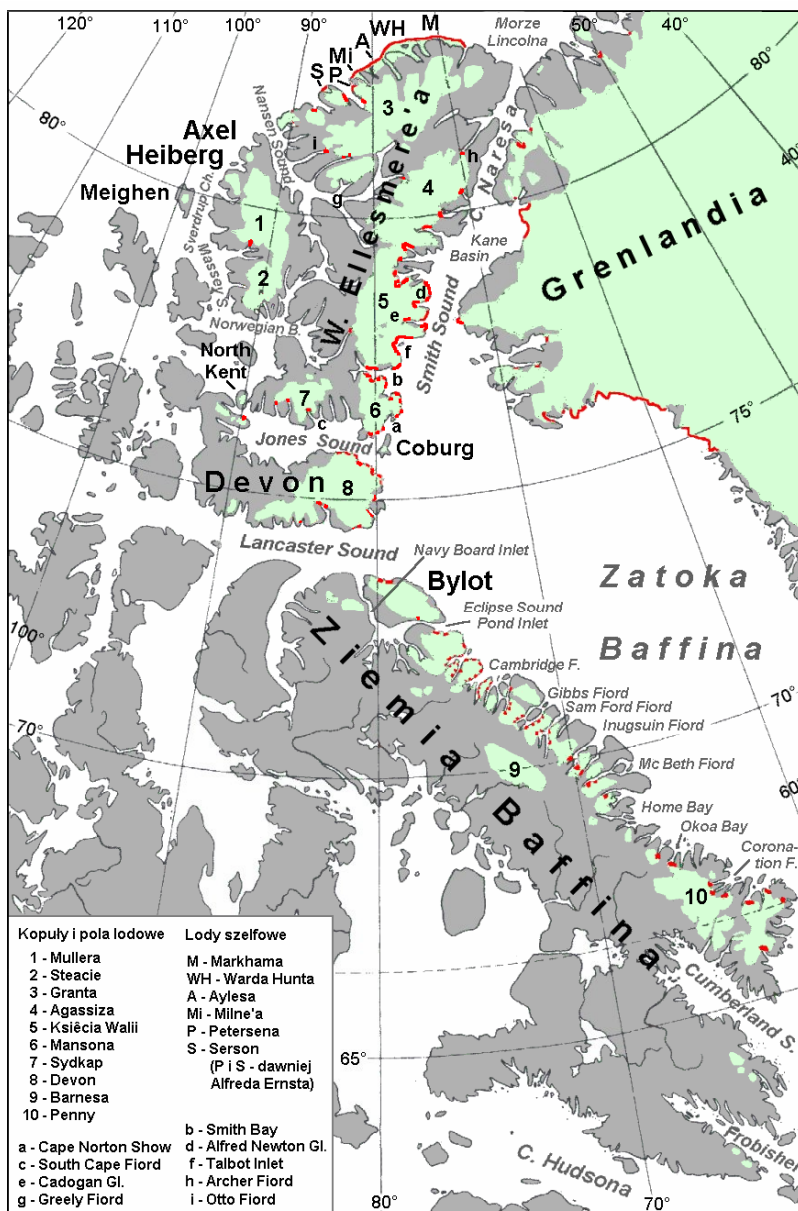
powstania. Dopiero po nadtopieniu, co latem w ciepłych wodach fiordów ($>3^{\circ}\text{C}$; Svendsen i in. 2002) zachodzić może szybko, uzyskują pływalność i wraz z prądami pływowymi przemieszczają się zarówno wewnątrz fiordów jak i wychodzą na wody otwarte, by tam dalej dryfować w wodach prądu przybrzeżnego na północ. Prędkość dryfu gór lodowych wzdłuż zachodnich wybrzeży Spitsbergenu wahać się może od 7 do 22 km na dobę, w zależności od wielkości góry (Robe 1980). Cielenie lodowców ulega spowolnieniu zimą gdy wody wewnętrzne fiordów pokrywają się lodem morskim. Grubość lodu stałego w fiordach zachodniego wybrzeża Spitsbergenu na ogół osiąga 50–70 cm (Svendsen i in. 2002), choć w czasie mroźnych zim może przekraczać i 120 cm.

W rejonie Svalbardu zasadniczy odsetek gór lodowych powstaje z lodu odłamującego się od kopuł lodowych Ziemi Północno-Wschodniej i Edgeoi. Od wschodniej krawędzi Austfonny odłamują się duże (nawet do 600 m długości), prostokątne góry stołowe (Dowdeswell 1989). Długa na 80 km ściana lodowa Stonebreen na Edgeoi jest źródłem licznych, na ogół małych (do 60 m długości) gór stołowych (Dowdeswell i Bamber 1995). Góry odłamujące się od pozostałych kopuł lodowych i dużych lodowców wyprowadzających mają w większości długości nie przekraczające 50 m i nieregularne kształty. Najwięcej, choć stosunkowo małych (<50 m długości) gór lodowych odrywa się w czasie aktywnej fazy lodowców szarżujących (Dowdeswell 1989). Góry powstałe na Ziemi Północno-Wschodniej i Edgeoi dryfują w wodach Prądu Wschodniospitsbergeńskiego na południe gdzie wciągane są bądź w wody Prądu Bjornoi, bądź Sorkapskiego (rys. 9). W Storfjordzie, gdzie występuje cyklonalny prąd przybrzeżny o prędkości 0.1–0.2 m/s (Potanin i in. 1989, Skogseth i in. 2005) góry lodowe powstałe na wschodnich brzegach Spitsbergenu dryfują powoli na południe gdzie wciągane są do Prądu Sorkapskiego i w wodach tego prądu dryfują dalej na północ wzdłuż zachodnich wybrzeży Spitsbergenu. Na wodach wschodniej części Storfjordu mogą wystąpić jedynie odłamy i małe góry lodowe, którym uda się w wodach prądu przybrzeżnego (odnoga Prądu Wschodniospitsbergeńskiego) przedryfować nad płycznami (Storfjordbanken) leżącymi na południe od Edgeoi. Między innymi w marcu 2003 r. niemiecka wyprawa na r/v "Polarstern" obserwowała we wschodniej części Storfjordu (77.3°N , 20.2°E) sporo odłamów i małych gór lodowych, których wysokości dochodziły do 7 m, a długości do 20 m, dryfujących w polu bardzo zwarte go (90–100%) pierwszorocznego lodu średniego (Lieser i in. 2005).

Arktyka Kanadyjska

W Arktyce Kanadyjskiej ogólna powierzchnia zlodowacenia szacowana jest na 149–151 tys. km^2 (Dolgushin i Osipova 1989, Williams i Ferrigno 2002). Kopuły lodowe i lodowce znajdują się na niektórych, górzystych wyspach we wschodniej części Archipelagu Arktycznego (rys. 13). Jak podaje Koryakin (1988) najbardziej zlodowacone są: Wyspa Ellesmere'a ($77\ 180\ \text{km}^2$, co stanowi 36.3% powierzchni wyspy), Ziemia Baffina ($36\ 830\ \text{km}^2$, 7.7%), Devon ($16\ 575\ \text{km}^2$, 36.7%), Wyspa Axela Heiberga ($12\ 560\ \text{km}^2$, 30.7%) i Bylot ($4895\ \text{km}^2$, 44.9%). Stosunkowo niewielkie kopuły lodowe występują na wyspach: Melville ($335\ \text{km}^2$; 0.8%) – 75.5°N i 110°W , Coburg ($230\ \text{km}^2$; 63%), North Kent ($140\ \text{km}^2$; 23.7%) i Meighen ($76\ \text{km}^2$; 8% powierzchni wyspy). Nieco inne wartości podają Bell i Jacobs (1997) oraz kanadyjski National Hydrology Research Institute (NWRI)¹⁴.

¹⁴ Według NWRI (1999) powierzchnia zlodowacona wynosi: Wyspa Ellesmere'a – $77\ 600\ \text{km}^2$ + lód szelfowy – $490\ \text{km}^2$, Ziemia Baffina – $33\ 900\ \text{km}^2$, Devon – $15\ 720\ \text{km}^2$, Wyspa Axela Heiberga – $11\ 380\ \text{km}^2$, wyspy: Bylota – $4850\ \text{km}^2$, Melville – $150\ \text{km}^2$, Coburg – $220\ \text{km}^2$, North Kent – $150\ \text{km}^2$, Meighen – $80\ \text{km}^2$.



Rys. 13. Zlodowacenie Arktyki Kanadyjskiej wg Dolgushina i Osipovej (1989), Andrews (2002), Koerner (2002) oraz Canadian Glacier Information Centre. Brzegi lodowe zaznaczono czerwoną barwą

Występowanie zlodowacenia jedynie we wschodniej części Archipelagu Arktycznego uwarunkowane jest czynnikami klimatycznymi i orograficznymi. Główna część wilgoci zasilającej lodowce dostarczana jest od strony Atlantyku przy silnej cyrkulacji południkowej w rejonie Zatoki Baffina, z którą związane są masywne adwekcje wilgotnego powietrza, limitujące natężenie procesów akumulacji i ablacji w tej części Arktyki (Miller i in. 1975, Chizhov 1976, Bradley 1978, Maxwell 1981).

Góry lodowe oblamują się od lodowców uchodzących do fiordów na wyspach: Axela Heiberga, Ellesmere'a i Devon wchodzących w skład Wysp Królowej Elżbiety oraz na wyspie Bylota i Ziemi Baffina (Andrews 2002, Jeffries 2002, Koerner 2002). Lody szelfowe, o powierzchni około 482 km² (Mueller i in. 2006), leżące u północnych wybrzeży Wyspy Ellesmere'a (Markham, Ward Hunt, Ayles, Milne, Petersen i Serson (dawniej Alfred Ernest)) są źródłem wielu gór stołowych i wysp lodowych (m.in. Jeffries 1986, 1987a i b, 1992, 2002; Jeffries i Shaw 1993, Sackinger i in. 1988). Kopuły lodowe wysp: Melville, Coburg, North Kent i Meighen kończą się na lądzie.

Pierwsze wyrywkowe informacje o położeniu brzegów lodowych i zlodowaceniu Arktyki Kanadyjskiej pochodzą z I połowy XIX wieku (wyprawy J. Rossa w 1818 r. poszukujące Przejścia Północno-Zachodniego i W. Parry'ego w 1819–1820 operujące w rejonie Devonu i południowych wybrzeży Wyspy Ellesmere'a). Pierwsze informacje o lodzie szelfowym (Warda Hunta) na północnym wybrzeżu Wyspy Ellesmere'a przyniosła brytyjska ekspedycja arktyczna G. Naresa operująca w tym rejonie w latach 1875–1876. Pierwsza mapa zlodowacenia Wyspy Ellesmere'a powstała w efekcie prac ekspedycji A. Greely'ego (1881–1884), O. Sverdrupa (1898-1902) i V. Stefanssona (1915-1918) oraz wypraw brytyjskich (Oxford University Expeditions 1934–1935). Zlodowacenie Ziemi Baffina i wyspy Bylota poznano nieco później (szereg wypraw organizowanych przez Kompanię Zatoki Hudsona w latach 1910-1920, piąta duńska ekspedycja Thule 1921-1924, wyprawa Wordie'go w 1934 r.). Wiele wypraw kanadyjskich i amerykańskich organizowanych w latach 50-tych i 60-tych XX w. (m.in. Baffin Island Expeditions, Ellesmere Ice Shelf Expeditions) przyczyniło się do szybkiego rozwoju badań glaciologicznych tego obszaru. Szereg z nich związane było z wyjaśnieniem pochodzenia wysp lodowych dryfujących po wodach Oceanu Arktycznego. Szczegółowo rozwój badań glaciologicznych Arktyki Kanadyjskiej omawiają między innymi prace Bairda (1955), Koryakina (1988) i Ommanneya (2002a i b).

Urozmaicona, górzysta rzeźba terenu wschodniej części Arktyki Kanadyjskiej sprzyja rozwojowi lodowców różnych typów morfologicznych, wśród których przeważają czapy i kopuły lodowe o powierzchniach od 6000 do 13 000 km² i zlodowacenie półpokrywowe charakteryzujące się niezbyt dużą miąższością. Wiele kopuł lodowych drenowanych jest przez lodowce wyprowadzające, z których jednak tylko niewielka część kończy się w morzu. Kanadyjski National Hydrology Research Institute wyróżnia na Ziemi Baffina 10 224 lodowce, Devon – 1852, Axel Heiberg – 1121, Bylot – 575, Coburg – 92, North Kent – 66 lodowców¹⁵. Na pozostałych wyspach pełna liczba lodowców nie jest jeszcze znana. Do tej pory, jak podaje Ommanney (2002), tylko 51 z nich podanych było badaniom (26 na Wyspie Ellesmere'a, 9 na Ziemi Baffina, 6 na Wyspie Axela Heiberga, 4 na Wyspie Melville'a, 3 na wyspie Coburg).

Na największej z wysp Archipelagu Arktycznego – Ziemi Baffina (476 068 km²), rozciągającej się z północy na południe łukiem o długości 1600 km i szerokości od 300 do 600 km – wschodnie wybrzeże jest górzyste (1500–2590 m n.p.m.) i silnie rozczłonkowane przez wąskie i głęboko wcięte w łańd fiordy. Na półwyspach pomiędzy kolejnymi fiordami rozwijają się lodowce górskie i stosunkowo niewielkie plateau lodowcowe, z których stromymi dolinami spływa szereg krótkich (po kilka, rzadziej kilkanaście kilometrów długości) lodowców wyprowadzających. Większość z nich, zwłaszcza tych położonych w głębi fiordów, kończy się w morzu i jeżeli ma charakter lodospadów to produkuje znaczne ilości, na ogół małych i średnich, gór lodowych. Wiele z takich lodowców leży w NE części wyspy, pomiędzy zatokami Pond Inlet, North Arm i Cambridge Fiord (rys. 13). Na

¹⁵ <http://atlas.nrcan.gc.ca/site/english/maps.freshwater/distribution/glaciers/1>

południe od fiordu Cambridge góry cofają się od linii wybrzeża na kilkadziesiąt kilometrów. Obszary zlodowacone przylegają do wewnętrznych części głęboko wciętych w łańdź fiordów. Lodowce drenujące plateau wypełniają strome, boczne doliny fiordów tworząc lodowce wiszące. Niektóre z tych lodowców wkraczają w wody fiordu, a czasami nawet je blokują (np. w fiordach Gibbs, Sam Ford, Inugsuin, Mc Beth; rys. 13). Gdy klif lodowy dociera do głębszej partii fiordu uzyskuje pływalność, dochodzi do jego gwałtownej dezintegracji i okresowo pojawiają się liczne góry lodowe, które następnie dryfują w wodach fiordów. Ze względu na duże długości fiordów (Sam Ford – 30 km, Gibbs – 46 km, Inugsuin – 93 km, Mc Beth – 67 km) tylko niektóre z tych gór lodowych mogą wypłynąć na wody otwarte Zatoki Baffina. Pomiędzy Mc Beth Fiord a zatoką Home (rys. 13) i dalej na południe góry obniżają się (do 1500–1700 m n.p.m.) i powierzchnia zlodowacona maleje. Według badań Harrisona (1966) i Koernerera (1980) lodowce tego rejonu od okresu Małej Epoki Lodowej (1840–1898), kiedy to osiągnęły swoje maksymalne położenie, podlegają ciągłej recesji szacowanej na około 34 m rocznie. Wnioski te potwierdzają analizy zdjęć satelitarnych (ERS1, ERS2) wykonanych w latach 1991–1996 (Smith i in. 2003). Główne kopuły lodowe Ziemi Baffina: Barnesia (5936 km²) i Penny (5960 km²) znajdują się w środkowej części wyspy. Miąższość lodu w kopułach jest na ogół niewielka (100–200 m) i jedynie w pogrzebanych dolinach osiągać może 500 m (Andrews 2002). Kopuła Barnesia, leżąca na płaskowyżu (maksymalna wysokość 1127 m n.p.m.) w środkowej części wyspy (rys. 13), drenowana jest przez małoaktywne lodowce wyprowadzające kończące się na łańdźcie na wysokościach od 450 do 650 m n.p.m. (Dolgushin i Osipova 1989, Andrews 2002). Kopuła lodowa Penny leży w wysokogórskiej (2000–2591 m n.p.m.) NW części Półwyspu Cumberland. Krawędź kopuły znajduje się na wysokości około 750 m n.p.m. Kopuła Penny drenowana jest przez dwa duże lodowce wyprowadzające, kończące się silnie cielącymi się ścianami lodowymi (Andrews 2002) oraz kilka lodowców kończących się na łańdźcie. Największym z nich (32 km długości, 3 km szerokości) jest występujący na wschodzie lodowiec Coronation uchodzący do głębokiego do 300 m i długiego na 28 km fiordu o tej samej nazwie (Gilbert 1982, Dietz i in. 2001). W pierwszej połowie XX w. aktywny był również lodowiec uchodzący do sąsiedniego fiordu – Pangnirtung, jednakże w II połowie XX w. lodowiec ten kończy się już na łańdźcie (Glacier Atlas of Canada 1969). Północną część kopuły Penny drenuje lodowiec uchodzący do długiego na 44 km fiordu Okoa Bay (rys. 13). Według epizodycznych badań w 1962 r. prędkość ruchu lodu w tych lodowcach szacowana może być na około 120 m na rok (Dolgushin i Osipova 1989). Biorąc pod uwagę długość i niewielką szerokość fiordów oraz to, że tylko przez 1–2 miesiące w roku fiordy te wolne są od lodu morskiego (Syvitski i Schafer 1985), możliwości wyjścia powstałych w głębi tych fiordów gór lodowych na otwarte wody Zatoki Baffina są ograniczone.

Zlodowacenie leżącej na północ od Ziemi Baffina wyspy Bylota jest do tej pory słabo poznane (Andrews 2002). Wzdłuż dłuższej osi wyspy, w jej centralnej części, rozciąga się masyw górski wznoszący się do 1500–1860 m n.p.m. Większość tego masywu pokrywają pola lodowe (*ice field*) drenowane przez 16 dolinnych lodowców wyprowadzających (*valley outlet glacier*; Sugden i John 1976) skierowanych głównie na NE i SW. Jedynie trzy z tych lodowców uchodzą do morza. Są to na północnym wybrzeżu wyspy lodowiec nr 119 (wg Glacier Atlas of Canada) uchodzący do Maud Bight i leżący nieco dalej na zachód lodowiec nr 181 (uchodzący na zachód od Cape Hay) oraz leżący na południowym wybrzeżu wyspy lodowiec Sermilik uchodzący do Eclipse Sound (rys. 13). Jak dotąd wahania lodowców wyspy Bylota są słabo rozpoznane. Dolgushin i Osipova (1989; za Falconerem 1962) podają, że lodowce te, poza jednym, nie wykazują większych zmian swojego położenia. Większość z nich jest stacjonarna, a niektóre, jak podają Klassen (1993) oraz Irvine-Fynn

i współautorzy (2006), cechują się niewielką recesją. Jedyne jeden lodowiec (nr 131 wg Glacier Atlas of Canada) leżący w dolinie uchodzącej do Bathurst Bay na wschodnim wybrzeżu wykazywał na początku II połowy XX wieku awans (w latach 1948–1958).

Zlodowacenie leżącej na północ od Lancaster Sound wyspy Devon rozpoczęto badać dopiero w latach 60-tych XX wieku (Koerner 2002). Największa kopuła lodowa występuje we wschodniej, górzyszej (do 1921 m n.p.m.) części wyspy (rys. 13). Dolgushin i Osipova (1989) jej powierzchnię szacują na 15 568 km², a Dowdeswell i in. (2004) na 14 010 km² (właściwa kopuła – 12 050 km² oraz jej stagnujące odgałęzienie na SW – 1960 km²). Krawędź zachodnia kopuły Devon znajduje się na wysokości około 600 m n.p.m., a na północy, wschodzie i południu miejscami tworzy rozległe ściany lodowe. Długość brzegów lodowych kopuły Devon Dowdeswell i in. (2004) oceniają na 73 km (4%) i uważają, że na całej swej długości tworzone są one przez lodowce oparte o dno. Odłamują się od nich na ogół średnie góry lodowe (< 100 m długości). Miąższość lodu w kopule Devon szacowana jest na od 300 do 750 m (Paterson i Koerner 1974), a maksymalna – 880 m (Dowdeswell i in. 2004). Badania radarowe wykazały, że podłoże kopuły Devon jest urozmaicone. Tworzy je wyżynny płaskowyż porozcinany głębokimi dolinami, których dna miejscami znajdują się poniżej poziomu morza. Determinują one kierunki i prędkości ruchu mas lodu i lokalizację lodowców drenujących kopułę. Dowdeswell i in. (2004) oceniają, że prędkość ruchu lodu w lodowcach wyprowadzających jest 7–10 razy większa niż w pozostałych brzeżnych partiach kopuły. Najszybszym (>300 m/rok) lodowcem wyprowadzającym, podlegającym intensywnemu cieniowaniu, jest Belcher Glacier (drenujący 2630 km² w północnej części kopuły Devon) uchodzący do Jones Sound. Na podstawie pomiarów techniką satelitarnej interferometrii radarowej Bell i in. (2006) wykazali, że w 11. kilometrowej partii brzeżnej Lodowca Belchera jego podłoże leży poniżej poziomu morza i osiąga 400 m p.p.m. w przegłębionym basenie zlokalizowanym na 2–5.5 km przed klifem. Może to spowodować, w przypadku dalszego cofania się tego lodowca w przyszłości, jego gwałtowną dezintegrację w momencie gdy brzeżna partia lodu utraci podparcie i stanie się zrównoważona hydrostatycznie.

Wielkość deglacjacji Devonu może być oszacowana na podstawie porównania zdjęć lotniczych i satelitarnych wykonanych w latach 1959/1960 i 1999/2000. Burgess i Sharp (2004) ocenili, że w tym czasie powierzchnia kopuły Devon zmniejszyła się o 2.4% (~336 km²). Było to spowodowane szybkim cofaniem się brzegów lodowych we wschodniej i znacznie słabszym – w SW części kopuły. W tym czasie klify głównych lodowców wyprowadzających kończących się w morzu na północnym i wschodnim wybrzeżu Devonu cofnęły się o 1–3 km (Dowdeswell i in. 2004), przy czym tylko jeden z nich (Sverdrup Glacier) wykazywał cechy szarży. Zdaniem Coplanda i in. (2003) cechy szarży wykazuje też Cunningham West Glacier uchodzący do Lancaster Sound (74°34'N, 81°25'W), który w latach 1959-1999 cofnął się o około 2 km. Biorąc pod uwagę miąższość i szybkość ruchu lodu w partiach brzeżnych głównych lodowców wyprowadzających północnej i wschodniej części kopuły Devon (Sverdrupa¹⁶, Wschodniego, Belchera, East Central 2, Southeast 2) oraz najszybszych lodowców zachodniej (uchodzących do Croker Bay) i południowej części kopuły (3 lodowce uchodzące do Lancaster Sound, m.in. Cunningham West), Burgess i in. (2005) szacują, iż w okresie 1960–1999 mogło się odłamać w postaci gór lodowych około 20.5±4.7 km³ lodu, co daje średnio 0.57 km³ na rok. Cytowani autorzy oceniają przy tym, że około 89% tego ubytku lodu przypada na

¹⁶ Prędkość ruchu brzeżnej partii Lodowca Sverdrupa w 1961 roku została oszacowana na od 36.4 m na rok w sezonie zimowym do 65.0 m na rok w sezonie letnim (Koerner 2002).

lodowce wschodniego wybrzeża, z czego 50% odłamuje się od Lodowca Belchera. Na bilans masy lodu największy wpływ mają warunki klimatyczne w sezonie letnim. Jak podają Dolgushin i Osipova (1989) podstawowy ubytek masy lodu zachodzi wskutek topnienia pod wpływem radiacji słonecznej, ubytek wskutek cieniienia jest drugorzędny. Całkowity ubytek lodu pomiędzy rokiem 1960 a 2000 Burgess i Sharp (2004) szacują na $67 \pm 12 \text{ km}^3$. Zdaniem tych autorów silne związki jakie występują między hipsometrią i geometrią basenów drenowanych przez lodowce wyprowadzające wskazują, że zlodowacenie Devonu znajduje się pod dużym wpływem zmian klimatycznych zachodzących w II połowie XX wieku. W SE części kopuły, gdzie występują znaczne opady, bilans masy lodu jest dodatni, natomiast w NW części kopuły – ujemny. Według Zhanga i in. (2000) w II połowie XX wieku w tej części Arktyki Kanadyjskiej (Wyspy Królowej Elżbiety) zaznacza się wzrastający trend opadów, zwłaszcza śniegu. Przyczynić się to winno do wzrostu akumulacji na kopułach lodowych. Pogląd ten potwierdzają obserwacje Abdalatiego i in. (2004) wskazujące, że w latach 1995–2000 akumulacja śniegu była o 15% wyższa niż średnia w latach 1951–1980. Z tego względu, zdaniem cytowanych autorów, pomimo obserwowanego wzrostu temperatury powietrza, obniżanie się powierzchni lodu kopuły Devon zachodzi wolniej (około 10 cm na rok) niżby miało to miejsce przy mniejszej akumulacji (około 20 cm na rok).

Na SW od głównej kopuły rozciąga się obszar występowania kilku mniejszych kopuł i plateau lodowcowych oraz oddzielnych lodowców górskich, których łączna powierzchnia szacowana jest na 2555 km² (Dolgushin i Osipova 1989). Tylko jedna z tych kopuł, leżąca na półwyspie pomiędzy Powell Inlet a Cumings Inlet, drenowana jest przez 2 lodowce wyprowadzające kończące się w morzu (w Cumings Inlet i Lancaster Sound). Cztery oddzielne, małe kopuły lodowcowe (ogółem około 800 km²) znajdują się też na położonym w NW części wyspy Devon półwyspie Colin Archer. Najbardziej wschodni masyw drenowany jest przez kilka lodowców wyprowadzających, z których jeden kończy się w morzu barierą o długości około 3 km (Dolgushin i Osipova 1989). Jest ona źródłem gór lodowych o na ogół niewielkich rozmiarach, dryfujących później po wodach Cardigan Strait i Jones Sound.

Wyspę Axela Heiberga od leżącej od niej na zachód Wyspy Ellesmere'a oddzielają cieśniny Nansena i Eureka. W środkowej i południowej części wyspy rozciągają się zlodowacone masywy górskie wznoszące się do 2100–2560 m n.p.m. Środkową część wyspy zajmuje kopuła lodowa Mullera (McGilla), której powierzchnię Chizhov (1976) szacuje na 7250 km², a Abdalati i in. (2004) na 8267 km² (wraz z polami lodowymi leżącymi na SE od głównej kopuły, m.in. Hidden Ice Field). Mniejsza kopuła Steacie (3040 km²; Chizhov 1976) leży w południowej części wyspy (rys. 13). Większość z 1121 lodowców wyróżnianych na Wyspie Axela Heiberga to lodowce wyprowadzające. Wschodnie części obu kupuł są lekko nachylone i drenowane przez szereg lodowców piedmontowych kończących się na lądzie. W znacznie bardziej wysokogórskich, zachodnich częściach kopuł występują liczne lodowce dolinne. Niektóre z nich docierają do wybrzeża, gdzie od morza oddzielone są wałami moren. Tylko jeden z nich – Iceberg Glacier – o powierzchni 776.8 km² i długości 58.4 km (Dolgushin i Osipova 1989), drenujący zachodnią część kopuły Mullera, kończy się w morzu (w Iceberg Bay, bocznej zatoce Strand Bay) i produkuje góry lodowe. World Glacier Inventory (2005) wyróżnia 13 lodowców związanych z kopułą Mullera, które choć znajdują się w fazie recesji, to mogą się cieleć. Według Coplanda i in. (2003) 13 lodowców Wyspy Axela Heiberga może być typu szarżującego, z czego 3 charakteryzują się fazą aktywną (Airdrop w zachodniej i Iceberg – w SW części kopuły Mullera oraz Good Friday Bay w SW części kopuły Steacie). Cytowani autorzy, po porównaniu map oraz zdjęć lotniczych z 1959 r. i satelitarnych z 1992 i 1999 roku,

awans tych lodowców w okresie 1959–1999 szacują na około 4.5–7 km (Airdrop – 4.5 km, Iceberg – 5 km, Good Friday Bay – 7 km). Copland i in. (2003) oceniają, że aktywnie cielący się Iceberg Glacier szarżował dwa razy: pomiędzy 1959 i 1992 r. awansował na około 3.5 km, a pomiędzy 1992 i 1999 r. na około 1.5 km, przy średniej rocznej prędkości ruchu lodu szacowanej na 575 m. W takich warunkach dochodziło do intensywnego odłamywania się różnej wielkości gór lodowych, które następnie dryfowały po wodach Strand Bay, Massey Sound i Sverdrup Channel (rys. 13).

Zdjęcia lotnicze i satelitarne niektórych lodowców Wyspy Axela Heibergera (Thomsona i Białego drenujących południowy skłon kopuły Mullera) wskazują, że w II połowie XX wieku miała miejsce deglacjacja tego obszaru cechująca się okresową zmiennością. Cogley i Adams (2000) stwierdzili, że White Glacier znacznie szybciej się cofał w latach 1948–1960 niż w latach 1960–1995. W tych samych latach (1948–1960) Thompson Glacier awansował z prędkością 50 m na rok (trzy razy szybciej niż w latach późniejszych). Podobnie zachowywał się lodowiec Good Friday Bay (45 km długości, powierzchnia 641 km²) drenujący zachodni skłon kopuły Steacie. Początkowo, w latach 1948–1952, lodowiec ten awansował powoli (ze średnią prędkością około 20 m na rok) by później (1952–1969) przyspieszyć do 120 m na rok, po czym w latach 1969–1992 prędkość ruchu brzeżnej partii lodowca wzrosła do około 240 m na rok. W 1992 r. nastąpiło uspokojenie, tak że w latach 1992–1999 czoło lodowca Good Friday Bay przesunęło się już tylko o około 100 m (Dolgushin i Osipova 1989, Copland i in. 2003). Zdaniem Sharpa (2005) zlodowacenie Wyspy Axela Heibergera w ciągu ostatnich 40 lat zmniejszyło się o 214 km² (–1.7%) i podobnie jak na wyspie Devon, podstawowy ubytek masy lodu zachodził wskutek topnienia pod wpływem radiacji słonecznej.

Wyspa Ellesmere'a, najbardziej na północ położona z Wysp Królowej Elżbiety, rozciąga się z północy na południe na ponad 770 km i jest silnie rozczłonkowana przez wąskie i głęboko wcinające się w ląd fiordy skierowane na wschód bądź zachód. Większe z nich dzielą wyspę na 4 duże części, z których każda stanowi obszar samodzielnego zlodowacenia (ziemie Lincolna, Sverdrupa, Grinnella i Granta).

W południowej części Ziemi Ellesmere'a – na Ziemi Lincolna – znajdują się dwa duże obszary zlodowaczone. Na wschodzie jest to Manson Icefield, a na zachodzie – Sydkap Ice Cap (rys. 13). Pole Mansona drenuje szereg dużych lodowców wyprowadzających, z których większość dociera do wybrzeża, gdzie od morza oddzielone są wałami moren. Niektóre z tych lodowców szerokimi na kilka kilometrów frontami wkraczą w głąb morza na 6–8 km. Lodowce te ze względu na swoją miąższość (250–350 m) i rozkład głębokości na przedpolu na ogół nie osiągają strefy wypływanania (Dolgushin i Osipova 1989). Szczególnie dużo takich lodowców jest na północnych i wschodnich skrajach kopuły (pomiędzy Smith Bay a Cape Norton Show – rys. 13). Największym z nich jest Mittie Glacier (około 2000 km²) drenujący północny skłon kopuły Mansona i uchodzący do Smith Bay. Copland i in. (2003) uważają, że w czasie szarży tego lodowca jaka miała miejsce w 1999 r., kiedy to lód w partii brzeżnej (do 20 km od skraju) poruszał się z prędkością od 600 m do ponad 1 km na rok, doszło do przesunięcia szerokiego na około 9 km skraju lodu o ponad 4 km w głąb morza. Ponieważ był to lód silnie uszczelniony i potrzaskany na bloki, to wskutek gwałtownego cielenia doszło do powstania wielkiej liczby bardzo dużych (o szerokościach większych od 500 m) gór lodowych, głównie stołowych i o nieregularnych kształtach. Góry te po wyjściu ze Smith Bay i dostaniu się w wody arktyczne, niesione szybkim (około 40 cm/s) prądem płynącym po zachodniej stronie Smith Sound i wzdłuż wschodnich wybrzeży Devonu, dryfowały do NW części Zatoki Baffina (deLange Boom i in. 1982, Fissel i in. 1982, Melling i in. 2001). Dryfując dalej na południe

w wodach Prądu Baffina mogły przyczynić się do wyraźnego wzrostu liczby gór lodowych obserwowanych w rejonie Wielkich Ławic w 2000, 2002 i 2003 roku. Poza Mittie Glacier jeszcze 9 innych lodowców wyprowadzających kopuły Mansona wykazuje cechy szarży (Copland i in. 2003). Te lodowce (Cory, Wilcox), które w efekcie wcześniejszych (1959) szarż awansowały w głąb morza, po okresie intensywnego odlamywania się lodu, obecnie nie wystają już poza ogólny przebieg linii brzegowej. Leżąca w zachodniej części Ziemi Lincoln Kopuła Sydkap drenowana jest przez kilka lodowców wyprowadzających, z których tylko jeden, największy, uchodzi do morza (w South Cape Fiord – rys. 13). Zdaniem Coplanda i in. (2003) w latach 1959–1960 przeszedł on okres szarży, po której zaznaczyła się jego szybka recesja (9.5 km w okresie 1959–1999), najszybsza z wszystkich recesji lodowców obserwowanych w Arktyce Kanadyjskiej. Według Koernerera (2002) najszybsza recesja tego lodowca miała miejsce w latach 1957–1974 (6.5 km) i odbywała się poprzez odlamywanie się gór lodowych, które następnie dryfowały po wodach Jones Sound.

Leżąca bardziej na północy Ziemia Sverdrupa oddzielona jest od Ziemi Lincoln przez fiordy Bauma i Vendome na zachodzie oraz Makinson Inlet i Smith Bay na wschodzie, a na północy od Ziemi Grinnella przez Bay Fiord i Buchanan Bay. Zlodowacenie tej części Wyspy Ellesmere'a sięga 38 100 km² (Koryakin 1988). Największą powierzchnię zajmuje pole lodowe Księcia Walii (Prince of Wales Icefield – dalej POWI) pokrywające górski (1500–3347 m n.p.m.) masyw we wschodniej części Ziemi Sverdrupa wystawiony na napływ wilgotnych mas powietrza z SE. Pole to szacowane jest na 18 770 km² (Dolgushin i Osipova 1989) do 20 337 km² (Sharp 2005). Miąższość lodu sięga 100–300 m w partii centralnej POWI i do 1000 m w przegłębionych dolinach rozcinających podłoże (Koerner 2002). Zachodni skraj pola kończy się na lądzie. Na południu występuje wiele szerokich (około 5 km) lodowców wprowadzających o znacznej miąższości (około 350 m) uchodzących do morza i produkujących góry lodowe. Niektóre z nich są obecnie w fazie powolnego awansu (tak jak Split Lake Glacier w głębi Makinson Inlet), a niektóre (np. Eastern Island South Glacier) w fazie recesji szacowanej w okresie 1959–1999 na około 1–2 km (Copland i in. 2003). Na wschodzie brzeżna partia POWI stanowi prawie ciągły brzeg lodowy. Według World Glacier Inventory (2005) pole lodowe Księcia Walii drenowane jest przez 133 lodowce wyprowadzające i dolinne kończące się w morzu, przy czym łączna długość frontu lodowego, na którym odlamują się góry lodowe osiąga 60 km. Większość z tych lodowców, które uchodzą do morza na wschodnim skraju POWI jest obecnie w stadium nieznacznego awansu. Niektóre z nich charakteryzują się bardzo dużą miąższością (nawet do 600 m). Należą do nich uchodzące do Talbot Inlet (rys. 13) lodowce wyprowadzające Wykehama (669 km², 53 km długości, 5 km szerokości) i Trinity (370 km², 63 km długości i 8.3 km szerokości) czy uchodzący do Cadogan Inlet lodowiec dolinny o tej samej nazwie. Ten duży (798 km², 44 km długości, 19.9 km szerokości) lodowiec wypełnia wewnętrzną część przegłębionej poniżej poziomu morza doliny stanowiącej przedłużenie fiordu (Koerner 2002) i produkuje znaczne ilości dużych gór lodowych, które w okresie letnim, po rozpadzie pokrywy stałego lodu morskiego (sierpień-wrzesień) w fiordzie, wychodzą na wody otwarte Smith Sound. Znaczne ilości gór lodowych odlamują się też od lodowców uchodzących do leżącego nieco dalej na północy fiordu Ekblaw – Allena, Ekblaw, Green, Tanquary i Wyville Thomson oraz leżących już na otwartym brzegu Smith Sound lodowców Lefferta i Alfreda Newtona (rys. 13). Według danych World Glacier Inventory (2005) Wyville Thomson Glacier jest obecnie w stadium wyraźnego awansu. Wśród lodowców Ziemi Sverdrupa niewiele jest lodowców szarżujących. Copland i in. (2003) wyróżniają ich tylko 6. Dwa z nich – Taggart Lake i Kooetigeto River – występują na zachodnim skłonie POWI, a 4 na wschodnim. Taggart Lake Glacier szarżował w 1999 r. do jeziora, w którym

klif lodowy w porównaniu do 1959 r. przesunął się o około 3 km. Jak podają Copland i in. (2003), porównanie zdjęć lotniczych wykonanych w 1959 i 1999 roku wskazuje, że szarżujący do morza w 1982 r. Alfred Newton Glacier (72.6 km², 16 km długości, 4.2 km szerokości, 250 m miąższości) awansował w tym czasie o około 0.75 km. Według World Glacier Inventory (2005) lodowiec ten obecnie znajduje się w fazie uspokojenia.

Ziemię Grinnella od Ziemi Sverdrupa oddzielają Bay Fiord i Buchanan Bay, a od leżącej na północy Ziemi Granta fiordy Greely i Archer. Zlodowacenie tej części wyspy Ellesmere'a szacowane jest na 19 950 km² (Dolgushin i Osipova 1989) – 20 946 km² (Sharp 2005). Tworzy je kopuła lodowa Agassiza (16 100 km²; Dolgushin i Osipova 1989) pokrywająca wyciągnięte na NE Góry Wiktorii i Alberta (1700–1800 m n.p.m.) oraz kilka małych kopuł lodowych (np. Parry'ego – 3200 km²) położonych na południe i wschód od kopuły Agassiza. Szereg lodowców drenujących kopułę Agassiza kieruje się na SE i E, w stronę wybrzeży Kane Basin i Cieśniny Naresa (rys. 13). Według kanadyjskiego National Hydrology Research Institute jedynie kilka z nich kończy się w morzu w fiordach tego rejonu (fiordach Dobbina, Richardsona i Archera) i produkuje góry lodowe. Po zachodniej stronie kopuły Agassiza dwa lodowce cięlą się w fiordzie Cañon (SE część fiordu Greely), a jeden – d'Iberville Glacier – największy lodowiec wyprowadzający kopuły Agassiza (213 km², 35 km długości, 6 km szerokości, 330 m miąższości), w NE części fiordu Greely. Prędkość ruchu lodowca d'Iberville'a może w brzeżnej partii dochodzić do 450–500 m na rok (Koerner 2002) przyczyniając się do dużej produktywności gór lodowych. Prawdopodobnie lodowiec ten przed 1959 r. przeszedł okres szarży (Copland i in. 2003). Najwięcej gór lodowych odłamuje się w sierpniu-wrześniu, gdy fiord Greely (rys. 13) wolny jest od lodów morskich (do 2 m grubości), wtedy góry lodowe mogą swobodnie dryfować po głębokich na 500 metrów wodach tego fiordu. Biorąc pod uwagę występujące w fiordzie Greely i Nansen Sound prądy morskie, to nawet duże góry lodowe odłamujące się od d'Iberville Glacier mają tylko lokalne znaczenie, mogą one dryfować jedynie po wodach fiordu Greely. Gdy latem pokrywa lodu morskiego nie ulegnie rozpadowi, to góry lodowe gromadzić się będą tylko w pobliżu ściany lodowca (Lake i Walker 1973). W ciągu ostatnich 40. lat góry lodowe mogły z fiordu Greely zdryfować na zwykle pokryte lodami morskimi wody Nansen Sound tylko 2 razy – w 1962 i 1998 r. – kiedy to latem, przy anomalnie wysokiej temperaturze powietrza i długotrwałych silnych wiatrach południowych doszło do połamania i wymięcenia bariery lodów morskich blokujących Nansen Sound na północ, na wody Oceanu Arktycznego (Jeffers i in. 2001).

Zlodowacenie Ziemi Granta, najbardziej północnej części Wyspy Ellesmere'a, szacowane jest na 29 250 km² (Koryakin 1988). Tworzy je wysokogórska (1800–2600 m) kopuła Granta z szeregiem lodowców wyprowadzających skierowanych w różnych kierunkach. Dolina łącząca Yelverton Bay na północy i Tanquary Fiord na południu dzieli kopułę Granta na dwie części: zachodnią (60x100 km) i wschodnią (120x160 km). Lodowce drenujące SE skłon kopuły kończą się na lądzie, a na skłonach W i SW – w fiordach cieśniny Nansena. Na zachodzie największym z nich jest lodowiec Otto (2000 km², 35 km długości, 4–6 km szerokości) spływający do fiordu o tej samej nazwie (rys. 13). Miąższość lodowca w partii centralnej szacowana jest na 820 m (Paterson i Koerner 1974). Po analizie zdjęć lotniczych wykonanych w 1950, 1959 i 1964 r. stwierdzono, że w latach 1950–1959 skraj lodowca Otto przesunął się o około 3 km, a pomiędzy 1959 a 1964 r. o dalsze 2–3 km. Tak duży awans do głębokowodnego fiordu spowodował, że lodowiec ten przekroczył strefę wypływanina. Maksymalną prędkość pływającej części lodowca w czasie 41 dni w lipcu – sierpniu 1959 r. określono (Hattersley-Smith 1969) na 7.7 m na dobę (co odpowiada 2.8 km na rok). Opisana szarża może jeszcze trwać gdyż, jak podają Copland i in. (2003), na zdjęciach wykonanych z Landsata 7

w 1999 r. widoczne jest bardzo duże uszczelnienie brzeżnej, silnie rozczłonkowanej (palczastej) części lodowca, która znajduje się w podobnej pozycji jak w 1964 roku.

Short i Gray (2005), wykorzystując obserwacje satelitarne (RADARSAT-1) wykonane w latach 2000–2004, po analizie ruchu 11 lodowców leżących na Wyspach Królowej Elżbiety stwierdzili, że prędkość ruchu dużych lodowców wyprowadzających tego rejonu jest mocna zmienna i sięga do kilkuset metrów na rok, a lodowców szarżujących – do 1 km na rok. Zdaniem cytowanych autorów te krótkookresowe zmiany prędkości ruchu mogą wpływać na dokładność szacunków rozchodu lodu przez cielenie gór lodowych. Roczny ubytek lodu w postaci gór lodowych określony jest, jak do tej pory, tylko dla nielicznych lodowców Arktyki Kanadyjskiej. Szacunki takie przeprowadzone przez Shorta i Graya (2005) przedstawia tabela 8.

Tabela 8

Roczny rozchód lodu przez cielenie gór lodowych dla wybranych lodowców Wyspy Ellesmere'a według Shorta i Graya (2005)

Lodowiec, rok	Szerokość [km]	Miaższość partii brzeżnej [m]	Średnia prędkość [m na rok]	Recesja lub awans [km ³ na rok]	Ubytek lodu w postaci gór lodowych [km ³ na rok]
Otto, 2002	3.5	120	650	0.15 awans	0.12±0.03
2003			875	bez zmian	0.37±0.09
2004			800	0.27 recesja	0.61±0.15
Wykeham, 2004	3.0	225	370	0.03 awans	0.22±0.05
Ekblaw, 2003	2.1	400	350	bez zmian	0.29±0.07

Przez cały czas trwania szarży lodowiec Otto produkował znaczne ilości gór lodowych. Podane przez Shorta i Graya (2005) wartości wskazują, że w ciągu jednego roku, 2004, od lodowca Otto odłamało się w postaci gór lodowych więcej lodu niż może się odłamać od wszystkich lodowców Ziemi Północnej (0.5 km³; Naumov i in. 2004) czy Devonu (0.57 km³; Burges i in. 2005), choć znacznie mniej niż na przykład w czasie szarży Hinlopenbreen w 1970 r. na Spitsbergenie, kiedy to roczny ubytek lodu w wyniku cielenia gór lodowych Liestøl (1972; za: Hagen i in. 2003b) oszacował na 2 km³. Do cielących się lodowców Ziemi Granta należą też okresowo szarżujące lodowce East Yelverton Inlet (w latach 1959–1999 awansował na około 1 km), Disraeli czy M'Clintock uchodzące do fiordów o takich samych nazwach na północnym wybrzeżu Ziemi Granta (Copland i in. 2003). Fiordy te co roku blokowane są przez szeroką strefę stałego lodu morskiego, stąd góry lodowe w nich powstałe rzadko kiedy mogą wydostać się na wody otwarte Morza Arktycznego.

Wielkość deglacjacji Wyspy Ellesmere'a może być oszacowana poprzez porównanie zdjęć lotniczych i satelitarnych wykonanych w latach 1959/1960 i 1999/2000. Na ich podstawie Sharp (2005) ocenił, że w czasie ostatnich 40. lat powierzchnie poszczególnych kopuł lodowych zmalały od 13 km² (Sydkap) do 737 km² (Grant) – tabela 9. Choć redukcja zlodowacenia najdalej na północ wysuniętej Ziemi Granta była największa, to ubytek ten stanowi tylko 2.82% powierzchni kopuły Granta. Relatywnie najmniejsze zmiany wielkości zlodowacenia miały miejsce na kopule Księcia Walii (163 km², 0.79% powierzchni), kopule, której większość lodowców wyprowadzających, kończących się w morzu, cechuje się nieznacznym awansem lub położenie ich krawędzi nie wykazuje zmian.

Tabela 9

Ubytek powierzchni [km²] wybranych kopuł lodowych w Arktyce Kanadyjskiej w latach 1959–1999 (wg Sharpa 2005)

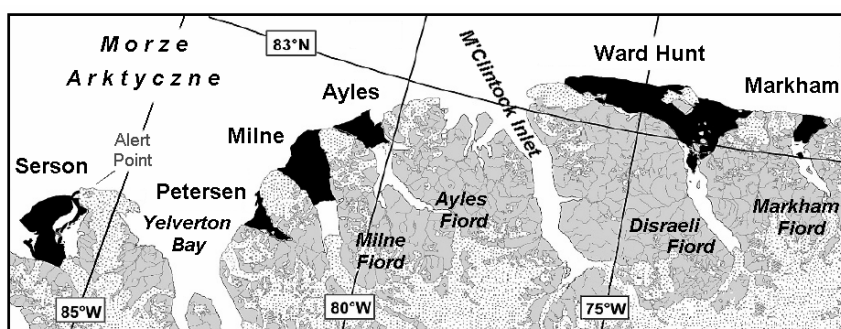
Kopuła lodowa	Powierzchnia [km ²]		Zmiana 1999-1959	
	1959	1999	km ²	%
Wyspa Ellesmere'a:				
Granta	26 131	25 395	-737	-2.82
Agassiza	21 210	20 946	-263	-1.24
Księcia Walii	20 500	20 337	-163	-0.79
Mansona	6 255	6 124	-131	-2.08
Sydkap	3 672	3 638	-13	-3.02
Axel Heiberg	11 978	11 819	-159	-1.33
Meighen	93	74	-19.3	-20.70
Melville *	159.4	128.3	-31.1	-19.52
Coburg	187.9	172.9	-15	-7.98
Devon	14 342	14 004	-338	-2.36

* 1960–1993

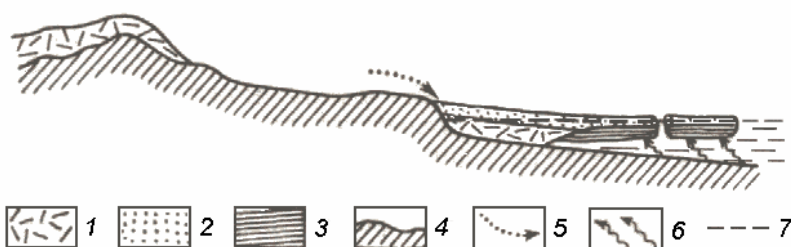
Również wielkość ablacji jest zróżnicowana. Dane z lotniczej altymetrii laserowej kopuł lodowych Arktyki Kanadyjskiej wykonane w 1995 i 2000 r. wykazały obniżenie się ich powierzchni na obszarach położonych poniżej 1600 m n.p.m. i wzrost wysokości lub stagnację na obszarach wyżej wyniesionych (Abdalati i in. 2004), przy czym cienienie niższych partii kopuł było znacznie wyraźniejsze na południowych kopułach (Barnesa i Penny na Ziemi Baffina) niż na położonych dalej na północy kopułach Wysp Królowej Elżbiety. Wzrost akumulacji na wyżej wyniesionych kopułach lodowych współgra z zaznaczającym się w tym rejonie wznoszącym trendem opadów, zwłaszcza śniegu (Zhang i in. 2000). Z kolei cienienie niższych partii kopuł, szacowane na około 0.5 m na rok, wiązać należy z obserwowanym w ostatnich latach wzrostem temperatury powietrza (Abdalati i in. 2004) i długości sezonu ablacyjnego (Wang i in. 2005) zależnymi z kolei od charakteru cyrkulacji atmosferycznej, wpływającej na rozkład temperatury powietrza wraz z wysokością (Marshall i in. 2006). Cytowani autorzy zwracają uwagę na istotne dodatnie korelacje zachodzące między długością sezonu ablacyjnego tych kopuł lodowych, których znaczny odsetek powierzchni znajduje się na dużych wysokościach i rozkładem izohips na poziomie 500 hPa. W latach, w których nad takimi kopułami dominują układy niskiego ciśnienia długość sezonu ablacyjnego ulega wyraźnemu skróceniu¹⁷. Jednakże na Ziemi Baffina, gdzie cienienie niżej położonych partii kopuł było najwyraźniejsze, wzrost temperatury powietrza nie zaznaczył się (np. w Clyde River średnia temperatura powietrza okresu letniego (VI–VIII) w latach 1995–2000 wynosiła 3.0°C, a średnia z lat 1948–2000 – 3.1°C). Wskazuje to, że zmiany geometrii kopuł lodowych Arktyki Kanadyjskiej w mniejszym stopniu mogą zależeć od zmian klimatycznych zachodzących pod koniec lat 90. XX wieku, a znacznie bardziej, jak sądzą między innymi Jacobs i in. (1993, 1997), są odpowiedzią na zmiany długoterminowe – deglacjację zachodzącą w ostatnich stuleciach.

¹⁷ Na Wyspach Królowej Elżbiety sezon ablacyjny w 2002 r. był najkrótszym w badanym przez Wanga i in. (2005) oraz Marshalla i in. (2005) okresie (2000–2004). W tym samym roku na NW Grenlandii zanotowano niezwykle wysokie topnienie lodu, największe jakie miało miejsce w okresie 1979–2003 (Steffen i in. 2004). Reanalizy NCEP CDAS wskazują, że w czerwcu i lipcu 2002 r. zaznaczył się wyraźny wzrost wysokości geopotencjału 500 hPa nad NW Grenlandią podczas gdy w rejonie Wysp Królowej Elżbiety spadek.

Na północnym wybrzeżu Ziemi Granta, pomiędzy 82–83°N i 64–90°W, występuje 6 lodów szelfowych o ogólnej powierzchni 482 km² (Mueller i in. 2006) zamykających fiordy lub zatoki tego wybrzeża (rys. 14). Stanowią one pozostałość po "Lodzie Szelfowym Ellesmere'a", rozciągającym się jeszcze na początku XX wieku na około 500 km wzdłuż północnego brzegu wyspy, od Nansen Sound po Point Moss (Clements Markham Inlet). Są to reliktywne lody szelfowe (Koenig i in. 1952) zbudowane w warstwie wierzchniej z lodu słodkowodnego i zlodowaczonego firnu (do maksymalnie 25 m), a w dolnej – z lodu morskiego (rys. 15). Niektóre lody, np. Sersona, mogą być częściowo budowane z lodu lodowcowego dostarczanego przez lodowce wyprowadzające lód z kopuły lodowej Granta. Grubość lodu wzrasta zarówno od dołu (zamarzanie wody morskiej) jak i z góry (opady atmosferyczne) i waha się od 20 do 50–60 m (maksymalnie 100 m, Jeffries 1992). Charakterystyczną cechą morfologiczną tych lodów szelfowych jest regularne sfałowanie¹⁸ (fale o amplitudzie 2–7.5 m i długości 87–450 m; Mueller i in. 2006) nadające powierzchni lodu żebrowany wygląd.



Rys. 14. Lody szelfowe na północnym wybrzeżu Wyspy Ellesmere'a (kolor czarny)



Rys. 15. Reliktywny lód szelfowy według Kotljakova (1984)

- 1 – lód i firn powstający na lądzie i uczestniczący w budowie lodu szelfowego, 2 – śnieg, firn i lód akumulowany na lodzie szelfowym, 3 – lód z namarzania wody morskiej, 4 – podłoże; źródła zasilania lodu szelfowego:
5 – śnieg przenoszony z wiatrem, 6 – zamarzanie wody morskiej; 7 – poziom morza

¹⁸ Powstaje ono pod wpływem wiatrów wiejących wzdłuż brzegu. W czasie zimowych sztormowych wiatrów tworzą się wyciągnięte wzdłuż brzegu smugi i zasypane śnieżne (zastrugi), pomiędzy którymi latem gromadzi się woda tworząca wyciągnięte linijki kałuże i jeziorka. Ze względu na małe albedo wody, latem dochodzi do ich szybkiego pogłębienia, a wiatry wiejące w tym czasie przepędzają wodę wzdłuż obniżenia pomiędzy zastrugami przyczyniając się do utrwalenia przebiegu obniżenia i grzęd. W zatokach i fiordach, gdzie zmienia się kierunek przeważających wiatrów, zmianie podlega również kierunek przebiegu grzęd (Hattersley-Smith 1957).

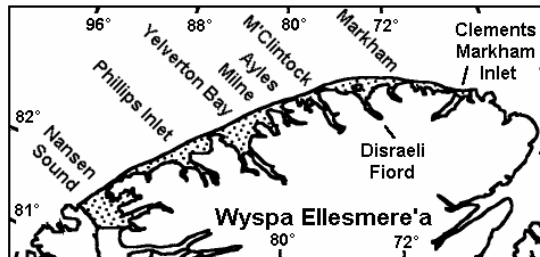
Dynamika Lodu Szelfowego Ellesmere'a w XX w. jest już, dzięki pracom G. Hattersleya-Smitha (m.in. 1957, 1963) i M.O. Jeffriesa (m.in. 1986, 1987a i b, 1992, 2002) oraz wielu innych badaczy, dobrze poznana. Szczególnie dużo prac powstało w latach 1950–1960 kiedy to rozpoczęto badania tego obszaru (Ellesmere Ice Shelf Expeditions) oraz po 1980 r. kiedy to zaczęto na szeroką skalę wykorzystywać obserwacje satelitarne. Historię zmian Lodu Szelfowego Ellesmere'a najpełniej referuje praca Vincenta, Gibsona i Jeffriesa (2001). Tamże znajduje się 5 map pokazujących zmiany powierzchni lodu w latach 1906, 1954, 1962, 1985 i 1999.

Zasięg Lodu Szelfowego Ellesmere'a poznany został w 1906 r., w czasie ekspedycji Peary'ego. Rozpoznano wtedy położenie brzegu lodowego od Cape Sheridan (82.45°N, 61.05°W) na wschodzie po Nansen Sound na zachodzie. Na tej podstawie prawdopodobną powierzchnię lodu szelfowego na początku XX w. oszacować można na 8900 km² (Vincent i in. 2001). Kolejne obserwacje, zdjęcia lotnicze i satelitarne (ERS-1, SPOT, RADARSAT-1) pozwoliły dokonać oceny dalszych zmian powierzchni lodu zachodzących w XX w. Badania takie przeprowadzili Vincent i in. (2001), a ich wyniki przytoczono w tabeli 10. Wskazują one, że do 1998 r. w rejonie pomiędzy 66 a 79°W nastąpiła 80% redukcja powierzchni lodu (91% biorąc pod uwagę zmiany jakie zaszły na zachód od 79°W). Lód Szelfowy Ellesmere'a jako całość zanikł, pozostały jedynie jego niewielkie fragmenty wypełniające niektóre przybrzeżne zatoki i blokujące ujścia niektórych fiordów (patrz rys. 14).

Tabela 10

Recesja [km] i ubytek powierzchni [%] Lodu Szelfowego Ellesmere'a w strefie 66–79°W w latach 1906–1998 oraz jego zasięg w 1906 r. (wg Vincenta i in. 2001)

Rok	Powierzchnia	
	[km ²]	% 1906 r.
1906	2327	100.0
1954	1422	61.1
1962	906	38.9
1985	644	27.7
1998	490	21.1



Rozpad Lodu Szelfowego Ellesmere'a odbywał się poprzez odłamywanie się od pływającej części lodu szelfowego szeregu stołowych gór lodowych i olbrzymich kawałów lodu, nazywanych wyspami lodowymi (*ice island*). Opisany jest on w kilku pracach przeglądowych (Sackinger i in. 1988, Vincent i in. 2001, Jeffries 2002) i bardzo wielu szczegółowych. Pierwsza z wysp lodowych, nazwana T-1, została zaobserwowana w czasie przelotu samolotu nad Morzem Arktycznym w 1946 roku, 500 km na N od przylądka Barrow. Jej rozmiary oceniono na 28x33 km, a powierzchnię na 500 km² (Jeffries 2002). Na zdjęciach lotniczych wykonanych w latach 1946–1950 zidentyfikowano na wodach Morza Arktycznego kolejne 4 duże: T-2 (31x33 km, 700 km², odłamana bądź w Nansen Sound bądź w Yelverton Bay w 1941 lub 1942 r.; Sackinger i in. 1988), T-3 (Fletcher Ice Island, 8x16 km, 60 m grubości, odłamana w Yelverton Bay w 1935 r.; Crary 1960), T-4 (odłamana od Ward Hunt w 1947 r.), T-5 (odłamana w 1946 bądź 1947 r.) oraz 59 dalszych, nienazwanych wysp lodowych o zróżnicowanych rozmiarach, od 0.4 do 14 km (Sackinger i in. 1988). Większość z zaobserwowanych wysp lodowych cechowała się pofalowaną powierzchnią, więc ich pochodzenie było jasne. Dodatkowym wskaźnikiem pochodzenia danej wyspy lodowej mógł być skład petrograficzny

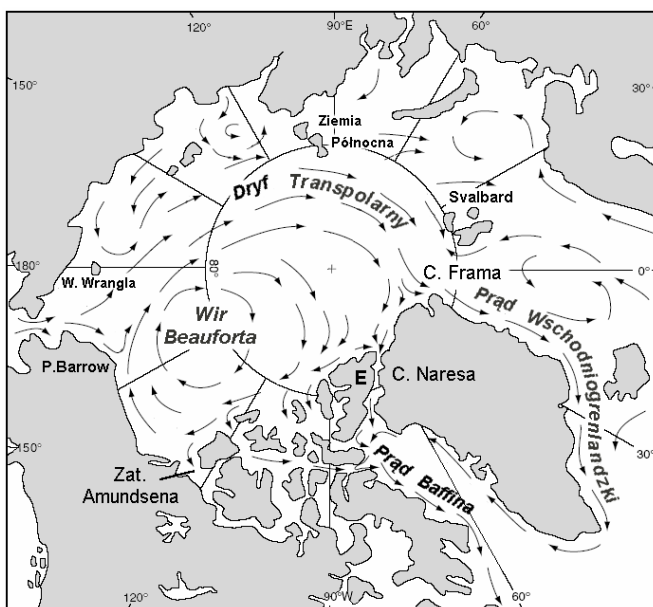
materiału mineralnego inkorporowanego do lodu. Zdjęcia lotnicze wykonane na początku lat 50-tych wykazały, że w tym czasie doszło do zaniku lodu szelfowego między 66.1 a 71.5°W, a lody szelfowe Markhama i Ward Hunt łączyła tylko wąska półka wzdłuż brzegu. W następnych latach zidentyfikowano szereg dalszych wysp lodowych, bądź dryfujących po wodach Morza Arktycznego, bądź stagnujących w pobliżu barier lodowych poszczególnych lodów szelfowych. W latach 1961–1962 od lodu Ward Hunt oderwało się 5 dużych (WH-1, ..., WH-5 o powierzchniach od 70 do 140 km²) i 14 mniejszych wysp lodowych. Odlamało się wtedy około 596 km² lodu co stanowiło 50% jego dotychczasowej powierzchni (Hattersley-Smith 1963, Nutt i Coachman 1963). Objętość odlamanego w tym epizodzie lodu Sackinger i in. (1988) szacują na od 18 do 24 km³. Pomiedzy 1962 a 1966 r. rozpadł się lód szelfowy M'Clintocka (95 km²), w 1967 lód szelfowy Milne'a stracił 35 km² a Aylesa – 15 km², w 1971 r. rozpadł się lód Nansena (240 km², wypełniający Nansen Sound i jego przedpole). Kolejny okres szybkiej dezintegracji przypada na lata 80-te XX wieku. Pomiedzy 1980 i 1982 r. w zachodniej części lodu szelfowego Ward Hunt oderwało się 35–40 km², a w 1982 roku – około 40 km² (1.6 km³) we wschodniej, w tym Hobson's Choice Ice Island o rozmiarach 4x10 km (Jeffries i Serson 1983, Sackinger i in. 1988). W następnych latach, 1983 i 1986, obłamało się, jak podaje Jeffries (1987b), dalszych 25 wysp lodowych, które najpierw zgodnie z cyrkulacją wód dryfowały na zachód – wzdłuż wybrzeży Wysp Królowej Elżbiety, później zostały wciągnięte w Wir Beauforta, wykonując tam kilka okrążeń, by na koniec, po wejściu w Dryf Transpolarny (Prąd Transarktyczny) dryfować w stronę Cieśniny Framy (Jeffries i Shaw 1993). Na wielu z dużych wysp lodowych zlokalizowano amerykańskie i radzieckie dryfujące stacje naukowe. Trasy ich dryfu pokazują mapy zamieszczone w atlasach Severnego Ledowitogo Okeana (1980) i Arktiki (1985). Zgeneralizowane trasy dryfu kilku wybranych wysp lodowych zaznaczono na rysunku 16.



Rys. 16. Przykładowe trasy dryfu 9 wysp lodowych na Oceanie Arktycznym (wg Atlasu Arktiki 1985)

Rozpad arktycznych lodów szelfowych na przełomie XX i XXI w. trwa nadal. Pomiędzy kwietniem 2000 i wrześniem 2002 r., w zamykającym fiord Disraeli lodzie szelfowym Ward Hunt pojawiły się pęknięcia i szczeliny, przez które zaczęła przesiąkać woda słodka zalegająca na zapleczu lodu szelfowego, a pochodząca z topniejących w rejonie fiordu Disraeli lodowców. W środkowej, głębokowodnej części fiordu Disraeli tworzy ona warstwę o grubości do 40 m zalegającą na wodach słonych. Obszar ten, o długości 30 km i szerokości 5 km występuje pomiędzy lodem szelfowym na północy, a ścianą lodowca dolinnego wypełniającego wewnętrzną część fiordu na południu. Nawodnienie lodu szelfowego przyspieszyło proces jego dezintegracji i w efekcie 12 sierpnia 2002 r. od lodu szelfowego Ward Hunt oderwała się płyta lodu o rozmiarach 1.5 km długości, 250 m szerokości, 30 m grubości i zaczęła dryfować w stronę Morza Arktycznego (Mueller i in. 2003).

W sierpniu 2005 r. powstała największa wyspa lodowa jaka w Arktyce Kanadyjskiej obserwowana była od początku XXI w. Wtedy to od lodu szelfowego Aylesa odłamał się ogromny (około 66 km², 15 km długości, 5 km szerokości, 30–40 m grubości) fragment lodu, którego masa szacowana jest na około 2.6 km³ lodu. Odłamanie się tej płyty lodu najprawdopodobniej wywołane zostało zanikiem w okresie anomalnie ciepłego lata stałego lodu morskiego (*fast ice*) podpierającego zwykle barierę lodu szelfowego Aylesa. Przy występowaniu długotrwałych, silnych wiatrów wzdłużbrzegowych, w strefie brzeżnej lodu Aylesa powstały silne naprężenia styczne prowadzące do powstania szczeliny rozcinającej cały lód. Zdaniem Canadian Ice Service mechanizm powstania tej wyspy lodowej był taki sam, jaki doprowadził do rozpadu lodu szelfowego Larsena B (omówienie procesu – str. 64–70 w tym tomie). Występowanie wody, wolnej od lodu morskiego, na przedpolu sprzyjało ruchowi powstałej wyspy lodowej. Zaczęła ona dryfować zgodnie z cyrkulacją wód na SW ze średnią prędkością 1.65 Mm na dobę, zimą wmarzła w lód, by następnego lata (2006 r.) wraz z połamanym lodem morskim zaczęła dryfować w Wirze Beauforta (rys. 17).



Rys. 17. Zgeneralizowane powierzchniowe prądy morskie w Arktyce (wg Rudelsa 2001).
E – Wyspa Ellesmere'a

W II połowie XX wieku lody szelfowe na północnym wybrzeżu Wyspy Ellesmere'a nie tylko się rozpadły, ale także powstawały. Na przykład po odłamaniu się w 1967 r. lodu w NW części lodu Milne'a zaczął w tym miejscu powstawać młody przypajowy lód szelfowy, który odłamał się w lutym 1988 r. i w jego miejscu ponownie zaczął tworzyć się kolejny młody lód szelfowy (Jeffries 1986, 1992). Podobne procesy zachodziły również na lodzie szelfowym Aylesa kiedy to po utracie 5 km odmorskiej strefy tego lodu (1967 r.), szybko zaczął w tym samym miejscu powstawać nowy wieloletni lód stały, na którym rozpoczęło się odtwarzanie, choć w mniejszej skali, charakterystycznego pofalowania górnej powierzchni lodu. W obu fiordach (Milne'a i Aylesa) procesy odtwarzania lodu szelfowego mogą być zakłócone przez okresowe awanse lodowców uchodzących do tych fiordów (Jeffries 1986, Sackinger i in. 1988).

Ostatni szacunek rozmiarów lodów szelfowych Wyspy Ellesmere'a dokonany przez Muellera i in. (2006) przytoczony został w tabeli 11. Wskazuje on, że w analizowanym przez Vincenta i in. (2001) obszarze między 66 i 79°W, obejmującym lody Markhama i Ward Hunt, od 1998 do 2006 r. doszło do spektakularnej destrukcji tych lodów. O ile jeszcze w 1998 r. powierzchnia lodów szelfowych Markhama i Ward Hunt szacowana była na 490 km² (Vincent i in. 2001), to w 2006 r. wynosiła ona już tylko 172.4 km² (Mueller i in. 2006), czyli zmalała o 318 km² (65% w stosunku do 1998 r.).

Tabela 11

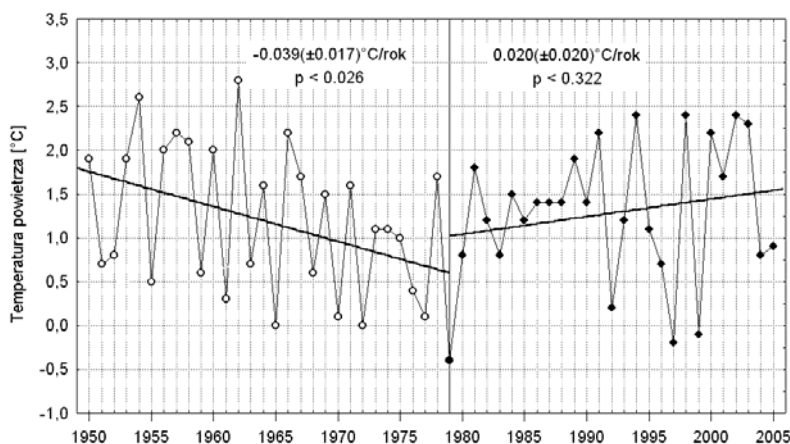
Charakterystyka lodów szelfowych Arktyki Kanadyjskiej (wg. Muellera i in. 2006).
Grubość lodu według różnych źródeł

Lód szelfowy	Serson	Petersen	Milne	Ayles	Ward Hunt	Markham
Długość [km]	21	17	21	10	17	9
Szerokość [km]	18	12	14	8	55	5
Obszar ogółem [km ²]	204.7	51.2	205.9	84.1	448.1	49.5
w tym:						
Lód szelfowy (morski)	119.1	-	129.2	61.1	130.0	42.4
Lód firmowy	0	-	76.7	23.0	318.1	7.1
Lód lodowcowy	85.6	-	0	0	0	0
Grubość [m]	45 ¹		10–100 ²	45 ³	30–80 ⁴	15–60 ¹

¹ – Hattersley-Smith (1957), ² – Jeffries (2002), ³ – Jeffries (1986), ⁴ – Jeffries (1992)

Ten dramatyczny rozpad lodów szelfowych Arktyki Kanadyjskiej w ostatnich dwu dekadach XX w. wielu badaczy (m.in. Vincent i in. 2001, Jeffries 2002, Braun i in. 2004) wiąże z zaznaczającym się na tym obszarze wzrostem temperatury powietrza. Autorzy ci zwracają uwagę, że na najbliższej położonej stacji Alert (82.5°N, 62.5°W), występują w tym czasie istotne statystycznie, dodatnie trendy temperatury powierza. W latach 1979–2003 wynoszą one dla rocznej i jesiennej (IX–XI) temperatury powietrza 0.014°C/rok ($p < 0.047$) i 0.033°C/rok ($p < 0.008$) odpowiednio. Jednakże przedłużenie tego ciągu o dwa lata, do 2005 r., sprawia, że zmiany temperatury, zarówno w roku jak i w poszczególnych sezonach, stają się nieistotne statystycznie. Latem, kiedy funkcjonuje ablacja, obserwowany w ostatnim okresie wzrost temperatury powietrza, zarówno w okresie 1979–2003 jak i 1979–2005, nie jest istotny statystycznie (rys. 18). Podobnie nieistotne są zmiany temperatury powietrza w dłuższym 56-letnim (1950–2005) okresie. Jedyny istotny statystycznie trend występuje w tym okresie we wrześniu (0.038°C/rok; $p < 0.007$). Wskazuje to, że przy wyjaśnianiu procesów rozpadu lodów szelfowych Arktyki Kanadyjskiej należy uwzględnić, poza temperaturą powietrza, zmiany funkcjonowania większej liczby elementów systemu klimatycznego, przy

czym część z nich ma z pewnością głównie regionalne znaczenie. Do takich elementów należy zaliczyć zmiany temperatury wody, grubości i zwartości lodów morskich, czy regionalną cyrkulację atmosferyczną. Choć w ostatnich latach (2002–2005) doszło na Oceanie Arktycznym do niebywale dużego zmniejszenia pokrywy lodów morskich w okresie ich minimalnego rozwoju – we wrześniu (Serreze i in. 2003, Rigor i Wallace 2004, Meier i in. 2005, Stroeve i in. 2005), to jednak zmiany te słabo zaznaczyły się w rejonie północnych wybrzeży Wyspy Ellesmere'a. Zanik lodu stałego, zwykle latem podpierającego niewysokie tu bariery lodów szelfowych i powstanie przybrzeżnych polynii, możliwy jest tylko przy występowaniu uporczywych wiatrów wzdłużbrzegowych, a więc określonej cyrkulacji atmosfery. W takich warunkach, gdy w czasie anomalnie ciepłego lata zachodzi gwałtowna ablacja, to w rezultacie silnego nawodnienia szczelin lodowca może dojść, jak wynika z badań Scambosa i in. (2000) do szybkiego rozcięcia lodu do spągu. Mueller i in. (2003) oraz Braun i in. (2004) rozważając przyczyny dezintegracji Lodu Szelfowego Ellesmere'a i później lodu Ward Hunt oceniają, że doszło do niej w efekcie skumulowania długoterminowego wzrostu temperatury powietrza obserwowanego od końca Małej Epoki Lodowej, przyczyniającego się do stopniowej utraty masy lodu (jego cienienia) z okresowo występującymi z dużym natężeniem czynnikami dynamicznymi takimi jak wiatr, falowanie i pływy. Autorzy ci uważają, że stopniowa utrata masy lodu przez ostatnie 100 lat mogła na tyle osłabić lód szelfowy, że biorąc pod uwagę prognozowaną dalszą redukcję pokrywy lodowej Oceanu Arktycznego i mechanizm dezintegracji lodu opisany przez Scambosa i in. (2000) możliwa jest w najbliższej przyszłości nieodrwalna dezintegracja lodów szelfowych Arktyki Kanadyjskiej. Jednym z przejawów tej przewidywanej przez cytowanych autorów dezintegracji może być opisana wcześniej gigantyczna wyspa lodowa, która w sierpniu 2005 r. odłamała się od lodu szelfowego Aylesa.



Rys. 18. Przebieg średniej temperatury powietrza w lecie (czerwiec – sierpień) na stacji Alert (wg danych Adjusted Historical Canadian Climate Data) w latach 1950–2005

Liczba wysp lodowych i ich odłamów, która w danym roku dryfuje po Oceanie Arktycznym podlega dużym zmianom. Na przykład Sackinger i in. (1988) podają, że na wodach kanadyjskich w jednym roku (1972) zidentyfikowano 433 wyspy, w następnym (1973) – 299, po czym w kolejnych latach (pomiędzy 1974 a 1976 r.) liczba wysp zmalała do 27.

Wśród wysp lodowych, które odłamują się od lodów szelfowych Wyspy Ellesmere'a najczęściej jest małych, o długościach nie przekraczających 10 km. Wśród wszystkich wysp obserwowanych w latach 1963–1980, takich było 61%. Wyspy o długościach w przedziale 10–20 km stanowiły 32%, a te, których długość przekraczała 20 km – 7%. Największa z występujących w tym okresie miała rozmiary 27x29 km (Sackinger i in. 1988). Grubość lodu nowo powstałej wyspy przeciętnie sięga 42 m. Tempo jej topnienia może być różne. W centralnej Arktyce proces ten zachodzi bardzo powoli. Wyspa lodowa T-3, której grubość w 1952 r. określono na 48 m, 21 lat później (w 1973 r.) miała 30 m, co pozwala oszacować średnie tempo topnienia na 0.82 m na rok. Nic więc dziwnego, że szereg wysp dryfować może przez wiele lat. Według Sackingera i in. (1988) około 40% wysp lodowych dryfuje od 5 do 15 lat. Najdłużej dryfują te, które dostaną się do Wiru Beauforta, a najkrócej te, które w początkowym etapie "swego życia" dryfują na wschód i poprzez Cieśninę Naresa wychodzą na Zatokę Baffina gdzie w coraz cieplejszych wodach szybko topnieją. Prędkość ruchu wysp lodowych nie jest duża. Sackinger i in. (1991) po analizie ruchu 19 wysp lodowych, które oderwały się w 1983 r. od lodu szelfowego Ward Hunt doszli do wniosku, że przy typowej dla północnych wybrzeży Wyspy Ellesmere'a prędkości wiatru rzędu 5–7.5 m/s ruch wysp lodowych odbywa się z prędkością około 0.014 prędkości wiatru, a kierunek ruchu odchyła się od kierunku wiatru o 20° w prawo. Biorąc pod uwagę, że wysokość na jaką wyspy wystają ponad powierzchnię wody jest niewielka, na ogół 5–10 m, to przy zanurzeniu sięgającym 10–60 m poruszają się one będą przede wszystkim pod wpływem prądów morskich. Robe (1980) podaje, że wyspy lodowe dryfują w wirze Beauforta z prędkością około 2 km/dobę.

Po odłamaniu się od szelfów Wyspy Ellesmere'a zdecydowana większość wysp lodowych najpierw dryfuje wzdłuż wybrzeży Wysp Królowej Elżbiety na W i SW, później zostaje wciągnięta w Wir Beauforta gdzie może wykonać kilka okrążeń¹⁹ i w jakimś momencie, tak jak T-3, powrócić do miejsca swojego powstania. Wyspy, które dostaną się w wody Dryfu Transpolarnego (rys. 17), przez Cieśninę Frama dryfują na Morze Grenlandzkie (np. Arlis-2 i NP-6 na rys. 16), gdzie w Prądzie Wschodniogrenlandzkim mogą dotrzeć do ciepłych wód Morza Labrador i tam zaniknąć. Niektóre z wysp przemieszczających się na SW dostają się na południową część Morza Beauforta i do Zatoki Amundsena²⁰. Są też wyspy lodowe, które po odłamaniu zaczynają dryfować na wschód, na Morze Lincoln (np. WH-5 na rys. 16), by tam zostać wciągnięte w wody prądu kierującego się do Cieśniny Naresa i dalej, przez Smith Sound, wychodzą na wody Zatoki Baffina (rys. 13). Wśród 779 wysp lodowych, których ruchy analizowali Sackinger i współautorzy (1988), 585 (75%) opuściło Ocean Arktyczny przez Cieśninę Frama, a 151 (19.5%) przez Cieśninę Naresa. Jedynie 42 (5.4%) wyspy zakończyły swój dryf w Zatoce Amundsena i jedna zanikła na Morzu Arktycznym.

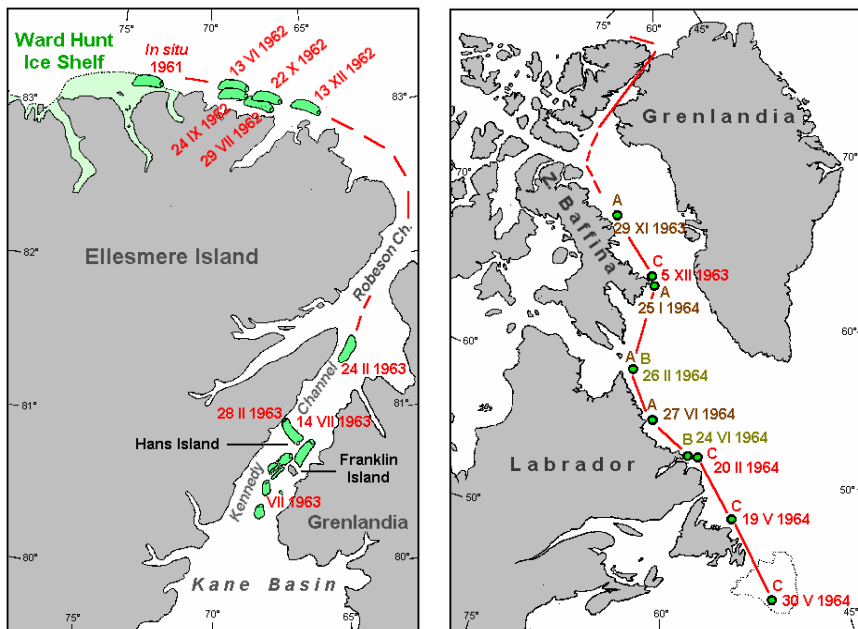
Na początku II połowy XX w., kiedy lód szelfowy Nansena zalegał jeszcze w północnej części Nansen Sound, wyspy lodowe odłamujące się od jego południowej strony dryfowały na południe. Koenig i in. (1952) opisują duże (3x2 Mm, 2x2 Mm, 5.5x3 Mm) wyspy lodowe obserwowane w 1948 i 1950 r. na wodach Nansen i Eureka Sound. Największa z nich na pokonanie odległości 120 Mm potrzebowała 2 lata, co znaczy, że jej średnią prędkość dryfu można oszacować na 300 m/dzień. Według cytowanych autorów w latach 1948–1950 sporo, na ogół już mniejszych (do 1.5x0.5 Mm),

¹⁹ Sackinger i in. (1988) podają, że w latach 1950–1984 wyspa lodowa T-3 wykonała w Wirze Beauforta 3–4 pełne okrążenia. Według Špajkhera i Belyakova (1973) były to lata: 1950–1957, 1957–1968, 1968–1971.

²⁰ Na przykład w kwietniu 1974 r. 160 km na północ od delty Mackenzie pojawiła się wyspa lodowa (7x3 km, 9 m grubości), na której później założono radziecką, dryfującą stację badawczą SP-23 (Løset i in. 1999).

wysp lodowych wykryto na wodach Peary Channel i Prince Gustaf Adolf Sea. Koenig i in. (1952) na podstawie ich wyglądu i kierunku dryfu osądziły, że pochodzą one z dalekiego transportu. Najprawdopodobniej odłamały się od Lodu Szelfowego Ellesmere'a w latach 40-tych XX w. i do cieśnin archipelagu Królowej Elżbiety zdryfowały wraz z prądami morskimi z północy (rys. 17). W tych latach zaobserwowano również 28 wysp lodowych (do 1.5x0.75 Mm) na wodach fiordu Greely. Choć cechowały się one żebrowaną powierzchnią z dużą liczbą jezior²¹, to jednak Koenig i in. (1952) sugerują, że były lokalnego pochodzenia. Najprawdopodobniej odłamały się od lodowca uchodzącego do Antoinette Bay. Także obecnie po cieśninach w północnej części Wysp Królowej Elżbiety, o ile tylko uwalniają się one z lodów morskich, dryfować mogą wyspy lodowe odłamujące się od szelfów Wyspy Ellesmere'a.

Wśród wysp lodowych, jakie powstały na północnym wybrzeżu Wyspy Ellesmere'a szerokim echem odbił się dryf wyspy odłamanej w 1961 r. od lodu szelfowego Ward Hunt, oznaczonej jako WH-5. Przede wszystkim dlatego, że z powstałych wtedy 5 dużych wysp, tylko jedna z nich zaczęła przemieszczać się na wschód i przez Cieśninę Naresa wydostała się na Zatokę Baffina, by później bardzo szybko, bo już po niecałym roku, znaleźć się w rejonie Wielkich Ławic Nowofundlandzkich. Dryf WH-5, opisany szczegółowo przez Nutta (1966), może stanowić dobry przykład tempa destrukcji jakiej podlegają wyspy lodowe tą drogą dostające się z Arktyki na Atlantyk (rys. 19).



Rys. 19. Dryf wyspy lodowej WH-5 w latach 1961–1964 na Morzu Lincolna i w Cieśninie Naresa oraz jej odłamów A, B i C na Zatoce Baffina i Morzu Labrador (na podstawie: Nutt 1966).

²¹ Byłaby to powierzchnia swoim wyglądem bardzo zbliżona do tej, jaką obecnie cechują się wyspy lodowe i wielkie góry stołowe odłamujące się od lodowców Petermanna i Humboldta w NW Grenlandii.

WH-5 odłamała się zimą 1961/62 jako płyta o rozmiarach 20x9 km (Nutt i Coachman 1963). Dryfując z prędkością około 600 m/dobę w styczniu 1963 r. osiągnęła Robeson Channel i wraz z arktycznymi lodami morskimi zaczęła przemieszczać się (3 km/dobę) na południe. Z racji swoich rozmiarów (>18 km długości) utknęła w Kanale Kennedy'ego (oparta o wyspę Hansa), gdzie od końca lutego do połowy lipca 1963 r. blokowała dryf prądowy lodów morskich z Arktyki do Zatoki Baffina. Przyczyniło się to do powstania na południe od WH-5 połynii, w której woda w czasie anomalnie słonecznego maja, czerwca i lipca uległa dużemu nagrzeniu (4–5°C), w efekcie czego wzrosło tempo termoabrazji. Po silnym sztormie w lipcu 1963 r. WH-5 rozpadła się na trzy większe (A – 11x7.5 km, B – 10x2 km, C – 5.5x4 km) i szereg mniejszych fragmentów (Nutt i Coachman 1963), które na otwartych wodach Kane Basin i Smith Sound zaczęły dryfować z prędkością 24–30 km/dobę. Po wyjściu na Zatokę Baffina dezintegracja poszczególnych odłamów WH-5 postępowała nadal. Zimą 1963/64 dryfujące wraz z lodami morskimi odłamy WH-5 minęły Lancaster Sound i płynęły dalej wzdłuż wybrzeży Labradoru (rys. 19). Najszybciej i najdalej na południe przedzieliły się fragmenty rozdrobnionego odłamu C. Pod koniec lutego minęły wejście do Hamilton Inlet (54°N), a w maju dryfowały wzdłuż brzegów Nowej Fundlandii. W rejonie Wielkiej Ławicy fragmenty odłamu C uległy rozproszeniu, ostatnie z nich widziane były na końcu maja na 44°N, na południowym skraju ławicy. Odłamy A i B dryfowały wolniej. Fragmenty odłamu A (6.5x2.8 km) po raz ostatni zidentyfikowano 27 VI 1964 r. na szerokości 57°10'N, fragmenty odłamu B widziane były pod koniec czerwca w pobliżu Hamilton Inlet, a ostatni z nich roztopił się na płycznach w cieśninie Belle Isle w pierwszej dekadzie sierpnia 1964 r.

Tak daleko na południe (do około 45°N) zdryfować mogą jedynie te wyspy lodowe, które przedostaną się przez Cieśninę Naresa na Zatokę Baffina i dalej z prądami Baffina i Labradorским zdryfują w rejon Wielkiej Ławicy. Wyspy lodowe przemieszczające się w Prądzie Transpolarnym po wyjściu na Atlantyk przez Cieśnię Framy, gdy dryfują w wodach Prądu Wschodniogrenlandzkiego, szybko ulegają destrukcji²². Tym szybciej, im poprzednio dłużej dryfowały, a więc im bardziej może być naruszona struktura lodu, przede wszystkim wytrzymałość lodu na zginanie. Na Morzu Grenlandzkim często występują warunki sztormowe, którym towarzyszą wysokie stany morza. Jeżeli takie stare wyspy lodowe dryfować będą, zwłaszcza latem, w lodach morskich o mniejszej zwartości, to procesy dezintegracji blokowej i termoabrazji ulegać będą gwałtownemu przyspieszeniu.

Grenlandia

Powierzchnia rozciągającej się na 2670 km Grenlandii (od przylądka Morris Jesup na północy do Kap Farvel na południu) obliczana jest na 2166 tys. km². Wyspa w najszerszym miejscu ma 1056 km. Zdecydowaną większość Grenlandii zajmuje pokrywa lodowa szacowana przez Weidicka (1995) na 1736.1 tys. km², a przez Reeha i in. (1999) na 1707.4 tys. km² (tab. 12), co stanowi około 81% powierzchni wyspy. Podawana przez Weidicka (1995) objętość lodu sięga 2.6·10⁶ km³. Miejscami skraj pokrywy lodowej osiąga brzeg morza, są też rejony gdzie strefa przybrzeżna wolna jest od lodu. Tworzą ją wtedy łańcuchy górskie poprzecinane lodowcami wyprowadzającymi lód

²² Na ogół zanim przekroczą Cieśninę Duńską. Na przykład wyspa lodowa, na której funkcjonowała amerykańska stacja badawcza Arlis-2 (Arctic Research Laboratory Ice Station), w lutym 1965 r. znajdowała się w Cieśninie Framy. Dryfując w wodach szybkiego (do 17–25 cm/s; Aagaard i Coachman 1968a i b) Prądu Wschodniogrenlandzkiego już po trzech miesiącach znalazła się w Cieśninie Duńskiej, gdzie rozpadła się 11 maja. Procesy destrukcji tej wyspy lodowej uległy przyspieszeniu gdy woda wypełniająca jezioro ablacyjne znajdujące się na jej powierzchni zaczęła wyciekać przez otwory w dnie.

z głównej pokrywy lub drenującymi lokalne kopuły lodowe (powierzchnia kopuły – 76 tys. km²). Niektóre z tych lodowców uchodzą bezpośrednio do morza, a niektóre do głęboko w ląd wciętych fiordów. Najwyższe góry występują na wschodnim wybrzeżu, gdzie szerokość przybrzeżnej strefy dochodzi do 300 km, a wysokość ich niezlodowaconych partii przekracza 3000 m n.p.m. Góry zachodniego wybrzeża są niższe, średnia wysokość wynosi 1500 m, a najwyższa 2170 m n.p.m. Pasma górskie północnej Grenlandii nie przekraczają 1950 m n.p.m. Średnia wysokość głównego lododziału sięga 2135 m, a maksymalna 3231 m n.p.m. Brzeżna partia pokrywy jest bardzo stroma, w odległości 20 km od wybrzeża wysokość powierzchni lodu przekracza już 1 km, w odległości 70 km od wybrzeża – 2 km.

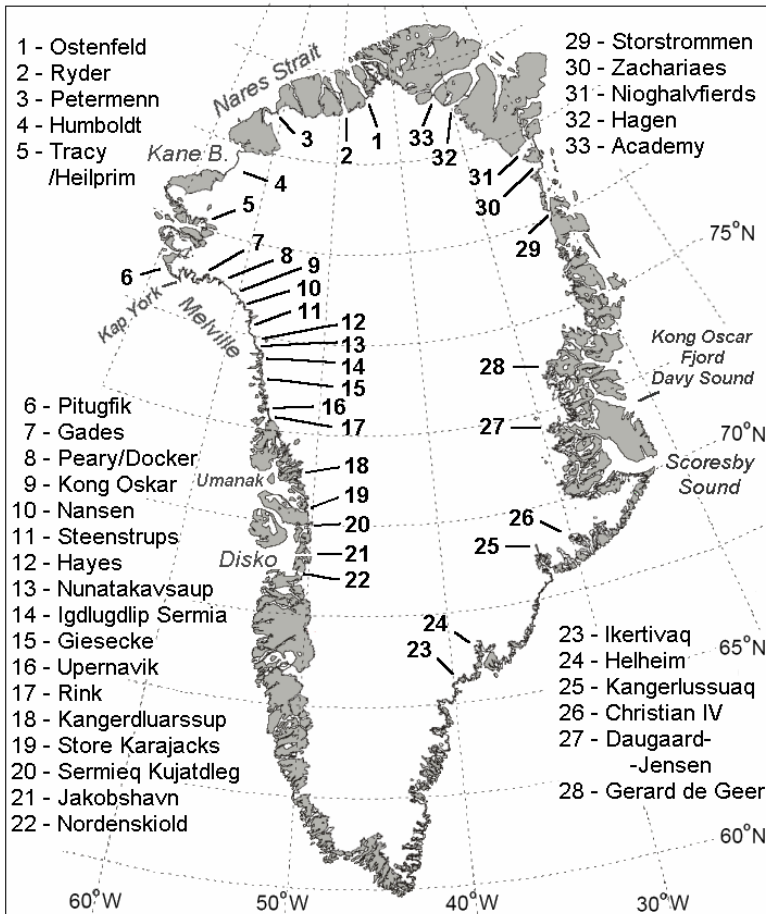
Zlodowacenie Grenlandii omawiane jest w wielu pracach przeglądowych (m.in. Mercer 1975, Chizhov 1976, Dolgushin i Osipova 1989, Weidick 1995) i szczegółowych, których liczba w ostatnich latach lawinowo narasta. Prace te skupiają się przede wszystkim na różnych aspektach ubytku masy lodu, tempie zmniejszania grubości lodu, zmienności ruchu lodu w poszczególnych lodowcach wyprowadzających i strumieniach lodowych (rys. 20, tab. 12), bilansie masy, wieku lodu. Oparte są one zarówno na wynikach bezpośrednich obserwacji jak i na badaniach modelowych. W wielu pracach stwierdzone zmiany łączy się z zachodzącymi zmianami klimatycznymi, przede wszystkim ze wzrostem temperatury i opadów postępującymi wraz z ocieplaniem się klimatu. Jednakże ze względu na wielkość lądolodu, występuje tu szereg problemów interpretacyjnych, związanych zarówno z różnym tempem obserwowanych (prognozowanych) zmian jak i wielkością obszaru, na którym te zmiany zachodzą (mają zachodzić). Dodatkowym utrudnieniem są w tym względzie zmieniające się techniki obserwacyjne sprawiające, że porównywanie nowych i starych obserwacji może być obciążone nieznanym błędem.

Na podstawie badań prowadzonych za pomocą lotniczej i satelitarnej altymetrii laserowej wielu badaczy (m.in. Abdalati i in. 2001, Krabill i in. 2004, Zwally i in. 2005, Rignot i Kanagaratnam 2006, Thomas i in. 2006) stwierdza ostatnio, że centralne partie lądolodu znajdują się prawie w równowadze bilansowej, natomiast zaznacza się, zwłaszcza w latach 90-tych XX w., wyraźne zmniejszanie grubości jego partii brzeżnych (położonych poniżej 1500 m n.p.m.; m.in. Johannessen i in. 2005). Zachodzi ono przede wszystkim w rejonach największych lodowców wyprowadzających Grenlandii (m.in. Joughin i in. 2004) i wiąże się, poza wzrostem ablacji, ze zwiększeniem ilości lodu odłamującego się w postaci gór lodowych (Hanna i in. 2005).

Weidick (1995) podaje, na podstawie różnych źródeł, że ubytek lodu wskutek cielenia szacowany jest dla całej Grenlandii na od 150 do 310 km³ na rok. Duże różnice w szacunkach dotyczą również wielkości podawanych osobno dla wschodnich i zachodnich wybrzeży. Dane publikowane w ostatnich latach (tab. 12) zdają się wskazywać, że w ostatnim czasie na wybrzeżach Grenlandii odłamuje się o wiele więcej gór lodowych niż poprzednio (Rignot i Kanagaratnam 2006). Obserwacje wielu badaczy wskazują, że recesja lodowców południowej Grenlandii (na S od 77°N) zachodzi znacznie szybciej niż na chłodniejszej północy.

Na wschodnim wybrzeżu Grenlandii największym lodowcem wyprowadzającym (103.3 tys. km²; Rignot i Kanagaratnam 2006), drenującym 8.4% powierzchni lądolodu, jest leżący w Ziemi Króla Fryderyka VIII Nioghalvfjærdsbrae. Ma on 80 km długości i około 21 km szerokości. Rozszerza się w dolnej części, gdzie szerokim na 30 km frontem, rozdzielonym przez kilka wysp, uchodzi w Nioghalvfjærdsfjorden (79.5°N) do Morza Grenlandzkiego (rys. 20). Północne ramię Nioghalvfjærdsbrae stanowi szeroki na 8 km lodowiec Spalte wkraczający do Dijnphna Sound. Przeważająca część lodowca (60 km) pływa i tylko w kilku miejscach oparta jest na podwodnych progach (Thomsen i in.

1997). Zdjęcia satelitarne ujawniają, że w latach 90-tych XX w. na pływającej, płaskiej części lodu stale występuje olbrzymia liczba ablacyjnych płytkich jezior i dużych rzek. Miąższość lodu w partii brzeżnej sięga 50–100 m i rośnie w miarę przesuwania się w górę lodowca. Na linii gruntowania podłoże znajduje się 500 m p.p.m. (Rignot i in. 2000). Duże stołowe góry lodowe odłamujące się od bariery lodowca w większości osiadają na podwodnych progach znajdujących się na przedpolu. Przed barierą i pomiędzy osiadłymi górami tworzy się gruba (kilka m) pokrywa lodu morskiego, z jednej strony podpierająca barierę lodowca, a z drugiej – opóźniająca niszczenie uwieczonych w nim gór lodowych. Lód ten w sprzyjających warunkach, gdy latem zwarte lody arktyczne dryfują przez zachodnią część Cieśniny Frama i blokują dostęp falowania do brzegu, może zachować się przez kilka lat, tworząc szeroką strefę przybrzeżnego lodu wieloletniego. Według Rignota i in. (2000), jeszcze na początku ubiegłego wieku na przedpolu dzisiejszego Nioghalvfjedsbrae występował długi język konfluentnego (wraz z Zachariae Isstrom) lodu szelfowego, który w XX w. uległ rozpadowi. Najpierw – między 1907 a 1950 r. – bariera lodu cofnęła się o 18 km (Rignot i in. 2000), a później – między 1950 i 1963 r. – o dalsze 20 km (Thomsen i in. 1997). W latach 1963–1993



Rys. 20. Największe lodowce wyprowadzające Grenlandii produkujące dużą liczbę gór lodowych wychodzących na wody otwartej otaczających

Tabela 12

Obszar, roczna akumulacja (Akum) i ablacja powierzchniowa, ubytek lodu na linii gruntowania (GF) i przez cielenie oraz prędkość ruchu (V) niektórych lodowców wyprowadzających Grenlandii według różnych źródeł

Obszar/ lodowiec	Obszar [tys. km ²]	Akum [km ³ /rok]	Ablacja [km ³ /rok]	GF [km ³ /rok]	Cielenie [km ³ /rok]	V [m/rok]	Źródło
Grenlandia	1707.40	602	304		263		
na N od 77°N	499.95	94	55		4		c
na S od 77°N	1207.45	508	249		259		
SE Grenlandia (62–66°N)	63.41	29±3		45.7±3 66.8	17		b a
Nioghalvfjerdings	120.3	16.2	3.0	13.5 a 15.0 c	0.2 2.8–7.4 d	1022	c f
Zachariaes	91.80 85.81			9.9 12.4 f	7.4 d	855	a g
Storstrommen	54.30 66.47	9.8 11.4	8.5 7.0	6.8 a 4.4	1.3 2–3 e		c g
Daugaard-Jensen	48.50 50.15	10.5	0.8	10.5±1 b 10.0	2–3	3700	c a
Kangerlussuaq	51.03	23±2	2.0	29±2 27.8	15.0 c	5000	b a
Helheim	48.14	30±3		23±1 b 26.3 a		8000	b a
Jakobshavn	73.43 92.08		4.9	23.6 a	31–48 26–44 d	5500 6000	h a, d
Sermieq Kujatdleg	25.65			10.0 a	8.4–9.9 d	3000	a, d
Rink	30.18			11.8 a	3.0 f	4100	a, d
Upernavik	22.47			8.1	6.4 f		a
Hayes	34.80			9.9	7.7 f		a
Kong Oskar	23.13			8.3	7.7 f		a
Humboldt	47.37 48.11	0.18	1.9	3.7	0.6	440	a i
Petermann	71.09 73.93	13.7	0.6	12.0 13.2	2.1 0.6 f	950 1139	i a, f
Ryder	29.45 29.83	5.6	0.9	4.7 2.6	3.9 0.7 f	506	i a, f

a – Rignot i Kanagaratnam 2006, b – Rignot i in. 2004, c – Reeh i in. 1999, d – Weidick 1995, e – Reeh 2004, f – Rignot i in. 1997, g – Rignot i in. 2000, h – Dolgushin i Osipova 1989, i – Joughin i in. 1999

nastąpiło uspokojenie. Powolny w tym czasie ruch lodowca, szacowany na 170–180 m/rok, powodował jedynie pchanie odłamanych płyt lodu, których samoistny dryf blokowany był przez szeroką strefę podpierającego je lodu wieloletniego. Dopiero w latach 90-tych XX w., kiedy w efekcie zachodzących zmian cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej (Minnet i in. 1997, Schneider i Budéus 1997), w kolejnych latach dochodziło latem (maj – wrzesień) do powstawania w strefie 78–83°N bardzo obszernej (znacznie większej niż przeciętnie) polynii, tworzącej się pomiędzy lodem przybrzeżnym i dryfującym lodem arktycznym, nazywanej Northeast Water Polynya (NEWP), możliwy stał się rozpad lodu wieloletniego występującego na zewnątrz fiordu. Z jednej strony napływ cieplejszych i bardziej zasolonych Arktycznych Wód Pośrednich pod pływający lód wieloletni powodował przyspieszenie termoabrazji (Mayer i in. 2000), a z drugiej – powstała duża powierzchnia wody wolnej od lodu przyczyniała się do wzrostu długości rozbiegu wiatru, co skutkowało zwiększeniem energii

falowania i w konsekwencji przyspieszeniem destrukcji lodu. Po rozpadzie lodu wieloletniego bariera Nioghalvfjordsbrae straciła podparcie, góry lodowe uzyskały swobodę ruchu, a sam lodowiec przyspieszył. Biorąc pod uwagę, że powierzchnia lodowca w zachodniej jego części na odległości 40 km obniża się z 900 do 80 m n.p.m. taki wzrost prędkości jest w pełni zrozumiały. W związku z wielokrotnym odtwarzaniem się w ostatnich latach NEWP niektórzy badacze sugerują, że lodowiec Nioghalvfjords, do tej pory produkujący niezbyt dużą liczbę gór lodowych, może stać się wysoce niestabilny i w niedługim czasie może dojść do jego znaczącej recesji (m.in. Reeh i in. 2001, Reeh 2004). Podobne zjawiska, jak opisane wyżej, zachodzą również w brzeżnej partii leżących w pobliżu lodowców Zachariaes i Storstrommen (rys. 20).

W środkowej części (70–72°N) wschodniego wybrzeża leży największy system fiordów Grenlandii – Scoresby Sound (wraz z Nordvestfjord, Vestfjord – Rødefjord – Øfjord, Fønfjord, Gaasefjord, Hall Bredning), gdzie uchodzi wiele szybkich lodowców wyprowadzających, od których corocznie odłamuje się około 18 km³ lodu (Cofaigh i in. 2001). Powierzchnia Scoresby Sound szacowana jest na 13.7 tys. km², a długość na około 350 km (Dowdeswell i in. 1992). Długi na 150 km, bardzo wąski (do 4 km) i głęboki (800–1500 m) Nordvestfjord zamknięty jest podwodnym, płytkim na 200–300 m progiem, natomiast właściwa zatoka Scoresby wraz z Hall Bredning jest szeroka (do 36 km) i głęboka na 400 do 600 m. Długość brzegów lodowych szacowana jest na 85 km (Dowdeswell i in. 1992). Największymi lodowcami wyprowadzającymi tego rejonu są uchodzące do Nordvestfjordu Daugaard-Jensen, Charcot i Graaes oraz lodowiec Vestfjord wkraczający do fiordu o tej samej nazwie. Drenują one powierzchnię ponad 50 tys. km² (około 4% lądolodu) i produkują znaczne ilości gór lodowych (10.0, 0.2, 1.0 i 3.5 km³/rok odpowiednio; Dowdeswell i in. 1992). Rozmiary gór powstających w rejonie Scoresby Sound zostały szczegółowo omówione przez Dowdeswella i współautorów (1992) na podstawie analizy 1900 gór obserwowanych przez nich między 4 a 26 września 1990 r. W świetle ich badań najwięcej (68%) gór produkuje szeroki na 6 km i poruszający się z prędkością 12 m na dzień²³ Daugaard-Jensen, który w dolnym odcinku jest zrównoważony hydrostatycznie. To od jego bariery odłamywać się mogą bardzo duże góry stołowe o długościach do 2.7 km i miąższości do 500 m. Jednakże typowe góry stołowe tu powstające są mniejsze, mają szerokość do 350 m i wysokość do 60 m. Najwięcej (69%) gór cielących się w rejonie Scoresby Sound ma nieregularne kształty i szerokość poniżej 200 m. Typowe góry odłamujące się w tym rejonie od lodowców opartych o dno są małe, o długościach około 60 m. Jedynie góry o mniejszym zanurzeniu mogą swobodnie pływać po wodach Scoresby Sound. Te, których zanurzenie przekracza 300 m, a odłamały się w Nordvestfjordzie, mogą dryfować jedynie po nim gdyż dalszą ich drogę blokuje podwodny płytki rygiel. W jego rejonie, u wejścia do Nordvestfjordu, występuje największa koncentracja gór lodowych w całym systemie Scoresby Sound. Góry, które przejdą nad podwodnymi progami (także w Øfjordzie i Fønfjordzie), po wyjściu na otwarte wody Morza Grenlandzkiego, zaczynają w wodach Prądu Wschodniogrenlandzkiego dryfować na południe. Dryf ten jest jednak możliwy tylko okresowo, gdy wody fiordu wolne są od grubego stałego lodu morskiego. Zazwyczaj ma to miejsce w okresie od początków lipca do listopada włącznie. Na wodach wejściowych do Scoresby Sound, gdzie powstały lód stały łamany jest przez wchodzące do fiordu fale sztormowe, góry lodowe dryfować mogą przez cały rok.

²³ Lodowiec Daugaard-Jensen ma charakter lodospadu, powierzchnia lodu na odległości 43 km obniża się z 1200 do około 110 m n.p.m. (Reeh i in. 1999).

Na SE wybrzeżu Grenlandii, na południe od Scoresby Sound, uchodzą do morza dwa bardzo duże lodowce wyprowadzające, podlegające na przełomie XX i XXI w. gwałtownej recesji. Są to lodowce Kangerlussuaq (Kangerdlugssuaq) i Helheim (rys. 20). Kangerlussuaq (68°N) to długi na 30 km i ostatnio bardzo szybki (14 km/rok) lodowiec drenujący około 50 tys. km² (~4%) powierzchni lądolodu. Uchodzi on do długiego na 75 km i wąskiego na 10 km, silnie zlodowaconego fiordu o tej samej nazwie. Kangerlussuaq jest lodowcem opierającym się o dno. W odległości około 8 km przed ścianą lodu w dnie fiordu znajduje się próg, nad którym głębokości nie przekraczają 450 m. Środkowa część fiordu jest przegłębiona na 900 m, a u wejścia do fiordu znajduje się drugi, płytszy (600 m) próg (Smith i Andrews 2000). Według Reeha (1985, dane za Smith i Andrews 2000) co roku od tego lodowca odłamuje się około 15 km³ lodu (13.6–18.5 km³). Ze względu na grubość Kangerlussuaq, dochodzącą w partii brzeżnej do 650 m, największe z około 1200 gór lodowych jakie co roku odrywają się od tego lodowca mają bardzo dużą miąższość, sięgającą do 450 m (Syvitski i in. 1996). Powoduje to, że te duże (nawet do 1000 m długości), głęboko zanurzone góry osiadają na podwodnym progu znajdującym się na przedpolu ściany lodu. Drugim czynnikiem utrudniającym ruch mniejszych gór lodowych jest tworząca się tu w czasie 8–10 miesięcy gruba pokrywa stałego lodu morskiego, w którą jak w pułapkę łapane są mniejsze góry i odłamy lodowe. W rezultacie, w strefie między ścianą lodowca a górami osiadłymi na podwodnym progu, tworzy się, zimą przymarznięty do bariery lodowca, "sikkusaq". Jest to eskimoska nazwa szerokiej strefy wmarzniętych w wieloletni lód morski gór lodowych osiadłych na podwodnych progach. Jak podają Syvitski i in. (1996), góry lodowe "złapane" w sikkusaq dryfują w nim przez około 2 lata, później, gdy wydostaną się na głębsze wody, wolne od lodu morskiego, ich ruch w obrębie fiordu (pod wpływem silnych tu prądów pływowych) ulega przypieszeniu. Na pokonanie długości fiordu najczęściej potrzebują 2 miesiące.

Najstarsze położenie bariery lodowca Kangerlussuaq wyznaczono ze zdjęcia lotniczego zrobionego w 1933 r. Wtedy była ona wysunięta o około 5 km w stosunku do położenia z lat 1972–2004 znanego ze zdjęć wykonanych przez satelity Landsat (1972, 1986, 1992, 2001) i ASTER (2000, 2002, 2003, 2004). Stearn i Hamilton (2006) podają, że pomiędzy czerwcem 2004 r. a lipcem 2005 r. doszło do gwałtownego cofnięcia się krawędzi Kangerlussuaq o około 5 km, skutkiem czego pojawiła się olbrzymia liczba gór lodowych. Podobnie gwałtowną recesję (o 4 km między sierpniem 2004 r. a sierpniem 2005 r.) przeszedł leżący nieopodal (66.4°N) lodowiec Helheim (Howat i in. 2005). Obie recesje odbywały się przy jednoczesnym bardzo dużym wzroście prędkości ruchu lodowców. Kangerlussuaq w latach 1988, 1996 i 2001 poruszał się z prędkością około 5 km na rok (Rignot i in. 2004), w 2003 r. przyspieszył do 6 km/rok, a maksimum osiągnął w 2005 r. – 14 km/rok (Stearn i Hamilton 2006). Lodowiec Helheim w latach 1995–2001 poruszał się z prędkością około 8 km/rok (Rignot i in. 2004), w 2003 r. – 9 km/rok i maksimum, podobnie jak Kangerlussuaq, osiągnął w 2005 r. – 11 km/rok (Stearn i Hamilton 2006). Niektórzy badacze tą gwałtowną recesję obu lodowców (podobnie jak i zlokalizowanego na zachodnim wybrzeżu lodowca Jakobshavn) wiążą z obserwowanym w latach 90-tych XX wieku wyraźnym cieniem brzeżnej partii lądolodu Grenlandii, które we frontalnej części poszczególnych lodowców (Helheim pomiędzy 2001 a 2003 r. ścieniał o 40 m; Howat i in. 2005) może przyspieszyć uzyskanie przez nie pływalności (m.in. Abdalati i in. 2001) i w dalszej konsekwencji zmniejszenie oporu ruchu lodu. Z kolei inni zwracają uwagę na to, że ta gwałtowna recesja odbywa się latem, a więc w czasie dużej ablacji, która w ostatniej dekadzie XX wieku wydatnie wzrosła (Hanna i in. 2005), co niewątpliwie przyczynia się do większego nawodnienia lodu i w rezultacie przyspieszenia jego dezintegracji (Zwally i in.

2002, Joughin i in. 2004). Podobieństwo ostatnich zmian jakim podlegają położone stosunkowo blisko siebie (300 km) lodowce Kangerlussuaq i Helheim sugeruje, że zachodzić one mogą pod wpływem jakiegoś regionalnego czynnika klimatycznego czy oceanicznego: wzrostu temperatury powietrza lub oceanu czy spadku powierzchni lodów morskich. Jeżeli takie związki zachodzą, to nie są one proste. Być może musi zaistnieć cały łańcuch sprzężeń zwrotnych i dopiero po przekroczeniu pewnych wartości progowych dany proces może zaistnieć.

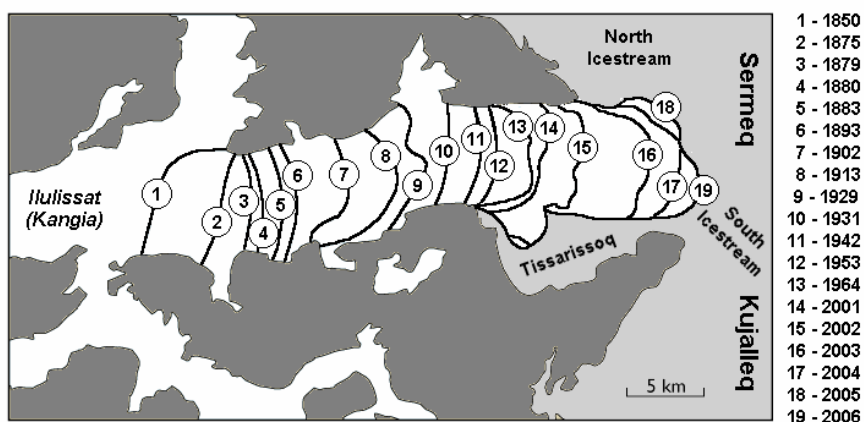
Niektóre z lodowców wyprowadzających Grenlandii są lodowcami szarżującymi. Jednym z nich jest leżący na wschodnim wybrzeżu Sortebrae (68.8°N) drenujący płaskowyż Geikie, który przechodził szarżę w 1950 r. i w latach 1992–1995. W czasie ostatniej szarży, która obejmowała dolny (50 km) odcinek lodowca, czoło przesuwało się z prędkością do 21 m/dzień, co spowodowało awans bariery o 10 km (Pritchard i in. 2005). W tym czasie lodowiec tracił, głównie przez cielenie, od 3.9 do 7.3 km³ lodu rocznie (Jiskoot i in. 2001). Cytowani autorzy sugerują, że mechanizm powstawania szarży występujących na SE Grenlandii zbliżony jest do tych, jakie powstają na Alasce. Ponieważ Sortebrae kończy się w słabo wciętej w ląd zatoce, to bardzo szybko świeżo powstałe góry lodowe mogły wyjść na otwarte morze i w wodach Prądu Wschodniogrenlandzkiego dryfować na południe. Jednakże ze względu na silne potrzaskanie lodu i niewielką miąższość Sortebrae w partii brzeżnej, powstałe góry nie osiągały zbyt dużych rozmiarów, stąd po dostaniu się w relatywnie ciepłe wody szybko, jeszcze zanim dotarły do Kap Farvel) mogły ulegać stopnieniu.

Zachodnie wybrzeże Grenlandii, od Kap Farvel na południu po zatokę Disko, tworzą pasma górskie o zmiennej szerokości (do 150 km), oddzielające skraj lądolodu od wybrzeża. Na ich wyniesieniach rozwijają się lokalne kopuły. Lodowce wyprowadzające lód z głównej pokrywy zajmują wewnętrzne części głęboko wciętych w ląd fiordów lub kończą się na lądzie (jak np. Frederikshaab Ice Field (62.5°N) z szeroką na 25 km stopą oddzieloną od morza przybrzeżną równiną fluwioglacjalną). Lodowce te w XX w. nie wykazywały większych zmian. Większe lodowce drenujące lądolód i produkujące bardzo dużo gór lodowych położone są między 61 a 62°N. Należą do nich lodowce rejonu Narsarsuaq oraz lodowiec Narsalik (Sermilik, 62°N) uchodzący do fiordu o tej samej nazwie. Od tego ostatniego odłamuje się tak dużo gór lodowych, że ze względu na ich liczbę fiord często jest trudno dostępny dla statków. Większe góry powstałe w rejonie Narsarsuaq mogą, ze względu na rozkład głębokości na przedpolu fiordów, mieć problemy z wyjściem na wody otwarte. Jeżeli nie osiadą na przybrzeżnych szkiełkach, to po wciągnięciu w wody Prądu Zachodniogrenlandzkiego dryfują na NW równoległe do brzegu Grenlandii. Mniejsze góry i odłamy jeszcze na wodach fiordów bardzo szybko topnieją i rzadko kiedy wydostają się na zewnątrz (Karlsen i in. 2001).

Od Zatoki Disko poczynając nadbrzeżne góry stają się węższe i skraj lądolodu coraz bardziej zbliża się do wybrzeża, tak, że na północ od fiordu Upernavik zaczyna wkraczać bezpośrednio do morza. Na odcinku od Zatoki Disko do fiordu Upernavik uchodzi szereg dużych lodowców drenujących lądolód (rys. 20). Większość z nich cechuje duża prędkość ruchu i produktywność gór lodowych (tab. 12). W zatokach Disko i Umanak znajduje ujęcie kilka bardzo dużych i szybkich lodowców, od których odłamuje się corocznie 10–15 tys. gór lodowych, co stanowi ubytek około 93 km³ lodu (Valeur i in. 1996). Największym z nich jest Jakobshavn Isbrae (Sermeq Kujalleq) uchodzący do fiordu Ilulissat (Kangia), drenujący około 6.5% powierzchni lądolodu (Joughin i in. 2004). Według Dolgushina i Osipovej (1989) powierzchnia tego lodowca była szacowana na od 63.30 do 98.80 tys. km², a według najnowszych danych (Rignot i Kanagaratnam 2006) wynosi 92.08 tys. km².

Położenie frontu Jakobshavn Isbrae znane jest od 1850 roku, od czasu opublikowania mapy Rinka. Weidick i in. (2004) podają, że dalsze zmiany określono na podstawie map Hellanda (1875 r.)

i Hammera (1879–80), po 1950 r. wykorzystywano do tego celu zdjęcia lotnicze, a po 1962 r. również satelitarne. Rysunek 21 pokazuje zmiany położenia bariery Jakobshavn Isbrae poczynając od prawdopodobnie największego zasięgu, przypadającego na koniec Małej Epoki Lodowej, a kończąc na 2006 r. Przez pierwsze 100 lat, od 1850 do 1953 r., lodowiec cofnął się o 23 km. W tym czasie, jak podaje Weidick i in. (2004), doszło również do wydatnego (ponad 200 m) obniżenia wysokości frontu. Przez kolejne 10-letnie lodowiec cofnął się o dalsze 3 km, po czym w latach 1963–2001 nastąpiła stabilizacja położenia bariery. W tych latach zaznaczały się tylko sezonowe (lato – zima) zmiany jej pozycji szacowane na około 2.5 km. Nowy etap szybkiej dezintegracji rozpoczął się w październiku 2000 r. i trwał do maja 2003 r. (Joughin i in. 2004) kiedy to doszło do na tyle dużego cofnięcia bariery (ponad 10 km), że część lodu wypełniająca Tissarissoq stała się izolowana. W tym czasie odłamała się prawie cała pływająca część lodowca. Po 2003 r. recesja trwa nadal, choć ze znacznie mniejszą intensywnością. Wydaje się, że od 2005 r. bariera lodowa w rejonie północnego strumienia lodowego (North Icestream) i części środkowej jest już podparta, a część południowa (South Icestream) być może jest jeszcze pływająca (rys. 21). Według Weidicka i in. (2004) aktualne położenie bariery Jakobshavn Isbrae jest bardzo bliskie temu jakie zajmowała ona w okresie średniowiecznego optimum klimatycznego oraz 4000–5000 lat temu.



Rys. 21. Zmiany zasięgu bariery lodowca Jakobshavn (Sermeq Kujalleq) w latach 1850–2006. (w latach 1850–1964 na podstawie Atlasu Arktiki (1985), 2001–2006 według UNEP/GRID)

Choć w II połowie XX w. nastąpiła stabilizacja położenia bariery Jakobshavn Isbrae, to prędkość jego ruchu podlegała zmianom. Joughin i in. (2004) szacują ją w 1985 r. na 6700 m/rok, a w 1992 r. na 5700 m/rok. W latach 2000, 2001, 2002 i 2003 prędkość ruchu lodu szybko wzrastała i wynosiła: 9400, 10000, 11900 i 12600 m/rok odpowiednio. Według cytowanych autorów, po 1997 r. lodowiec Jakobshavn zaczął również szybko cienieć, średnio 15 m/rok. Rignot i Kanagaratnan (2006) podają, że w 1996 r. od szerokiej na 10 km bariery odłamało się 27 km³ lodu, natomiast w 2005 – 46 km³. Wielkości te zbliżone są do tych, które dla lat wcześniejszych podawali inni autorzy (tab. 12).

W 2006 r. szerokość bariery Jakobshavn Isbrae sięgała 15 km. Front wznosi się na wysokość blisko 80 m, a grubość lodu w jego pobliżu szacowana jest na 700 m. Zewnętrzna, około 5–8 km, strefa brzeżna unosi się na wodzie pod wpływem funkcjonujących tu pływów o wysokości dochodzącej do 3 m. Przyczynia się to do silnego potrzaskania lodu. Cielenie się gór lodowych zachodzi

w ciągu całego roku, jednakże zimą fiord zamarza. Prowadzi to do gromadzenia się lodu w dolnej parti lodowca, przesuwania się bariery, czyli sezonowego awansu. Latem, kiedy fiord rozmarza dochodzi do gwałtownego rozładowania nagromadzonego lodu – letniej recesji²⁴. Najczęściej od Jakobshavn Isbrae odłamują się góry o nieregularnych kształtach o powierzchni rzędu 0.5–1.0 km² (Luckman i Murray 2005). Większość z nich to góry piramidalne o wysokościach dochodzących do 100 m. Góry takie mogą dość szybko utracić stateczność i jeszcze na wodach fiordu Ilulissat przewrócić się. Od czasu do czasu, zwłaszcza latem, obłamywać się mogą duże góry stołowe o masie przekraczającej 0.4 km³. Takie góry przez długi czas dryfować mogą zachowując swoją pierwotną pozycję. Góry odłamane od Jakobshavn Isbrae zbudowane są z białawego lodu często poprzecinanego pasami przezroczystego, niebieskawego lodu tworzącego się w wyniku zamarzania wód ablacyjnych w szczelinach lodowca. Poza górami na wodach fiordu Ilulissat pływa olbrzymia ilość gruzu lodowcowego i odłamów gór lodowych i tworzy szerokie strefy silnie stłoczonego lodu (*jammed brash barrier*), które zimą zamarzają. Większość odłamanych gór aby przepchnąć się przez ten stłoczony lód, wypełniający długi na 45 km fiord, potrzebuje od 12 do 15 miesięcy. Jeżeli są głęboko zanurzone, to gromadzą się przed progiem zamykającym fiord. Dopiero po ponownym uzyskaniu pływalności zaczynają dryfować po zatoce Disko. Na południe od wyspy Disko wyjście z zatoki ograniczają kolejne podwodne progi i szkiery, natomiast przejście leżące na północ od wyspy jest głębokowodne i tą drogą głęboko zanurzone góry mogą swobodnie dryfować na otwarte wody Cieśniny Davisa.

Pomiędzy fiordem Upernavik a Kap York (rys. 20) ładolód coraz częściej zaczyna wkraczać bezpośrednio do morza. Na północ od 72°N są to szerokie lodowce wyprowadzające (Rink, Upernavik, Giesecke), wypełniające długie i głębokie fiordy, a dalej na północy, na brzegach Zatoki Melville, ładolód wkracza bezpośrednio w morze. Miejscami, tam gdzie funkcjonują szybkie strumienie lodowe, obrywa się ścianami o wysokości 15–45 m, a gdzie indziej wkracza słabo nachylnymi (3–8°) i mało uszczelinionymi powierzchniami na przybrzeżne równiny. Według Valeura i in. (1996) na tym odcinku wybrzeża co roku odłamuje się ponad 60 km³ lodu. Jednym z największych producentów jest lodowiec Steenstrups uchodzący do morza szerokim na 26 km frontem, zrównoważonym hydrostatycznie. Kollmeyer (1980) podaje, że mogą się od niego odłamywać góry o długościach przekraczających 1 km. Podobnie duży lodowiec leży na północnym brzegu Zatoki Mellville. Zdaniem Kollmeyera (1980) jeszcze na początku lat 70-tych XX w. północna część lodowca Gades charakteryzująca się wysokim na 27–29 m frontem była pływająca, a południowa, gdzie wysokość ściany rosła do 55 m, była już podparta. Zatoka Melville była przez długi czas jednym z najważniejszych rejonów, w których tworzyły się grenlandzkie góry lodowe. Jednakże intensywne obłamywanie się lodu z tej części brzegu w latach 70-tych i 80-tych XX w. doprowadziło do takiego cofnięcia się linii brzegowej, że w końcu lat 80-tych XX w. stopy wielu klifów lodowych wynurzyły się i procesy obłamywania gór lodowych na tym odcinku brzegu niemal całkowicie ustały. Pod koniec lat 90-tych XX w. nastąpiło ożywienie i obecnie ponownie wiele lodowców produkuje dużo gór lodowych.

Na NW wybrzeżu Grenlandii leżą trzy duże lodowce wyprowadzające – Humboldt, Petermann i Ryder (rys. 20), które w II połowie XX w. cechowały się znaczną zmiennością obłamywania się gór lodowych. Szeroki na 10 km lodowiec Rydera, uchodzący do fiordu Sherarda Osborna, w 1917 r.

²⁴ Zimą 2005/2006 Jakobshavn Isbrae awansował o 4 km, a później, do sierpnia 2006 r., cofnął się o 3 km w stosunku do pozycji jaką zajmował w lipcu 2005 r.

sięgał otwartego morza. Do lat 80-tych XX w. lodowiec cofnął się o około 45 km i uległ rozpadowi. Powstało wtedy wiele bardzo dużych gór stołowych, które przez szereg lat wypełniały fiord (Dolgushin i Osipova 1989). Według Joughina i in. (1999) na lodowcu tym obserwowano szarżę.

Lodowiec Humboldta (79–80°N) ma najdłuższą barierę ze wszystkich lodowców grenlandzkich (111 km). Wkracza ona w morze w rozszerzeniu Cieśny Naresa nazywanym Kane Basin. Grubość lodu jest bardzo duża i w strefie brzeżnej szacowana na 400 m. Prawdopodobnie większa część lodowca oparta jest o dno (Dolgushin i Osipova (1989)). Z tej przyczyny odłamujące się duże góry lodowe zanim zaczną dryfować, to przez szereg lat pozostają na miejscu gdzie powoli się rozkruszają. Mniejsze, pływalność uzyskują w momencie powstania, i jeżeli tylko zwartość lodów morskich na to pozwala, szybko włączają się w wody prądu funkcjonującego w Cieśninie Naresa i wraz z nim dryfują na południe.

Lodowiec Petermanna zajmujący szeroki na 40 km fiord o tej samej nazwie jest najdłuższym lodowcem wyprowadzającym Grenlandii (ponad 100 km). Po raz pierwszy położenie jego bariery udokumentowano w 1871 r., w czasie ekspedycji Halla na statku "Polaris". W tym czasie, według Dolgushina i Osipovej (1989), cały fiord, do którego uchodzi lodowiec, zajęty był przez góry różnej wielkości i formy ale o jednakowej wysokości. Do 1956 r. lodowiec cofnął się o około 6 km. W 1970 r. wysokość jego frontu nie przekraczała 3–4 m i nie obserwowano procesów cielenia. Osiem lat później lodowiec Petermanna tworzył brzeg lodowy na rozciągłości około 16 km. W części centralnej, o szerokości około 12 km, wysokość bariery nie przekraczała 2–7 m, na wschodzie rosła do 8–10 m a na zachodzie (2.2 km szerokości) do 9–10 m. Grubość lodu oszacowana w tym czasie przez Higginsa (1991) także była zróżnicowana i wynosiła 40, 72 i 32 m odpowiednio. Podane rozmiary wskazują, że brzeżna partia Lodowca Petermanna ma charakter pływającego lodu szelfowego. Jak wynika z analiz Joughina i in. (1999) prędkość ruchu lodu zmienia się od 60 do ponad 1100 m/rok. Przeciętnie co 5–10 lat od lodowca Petermanna odłamują się bardzo duże płyty lodu przypominające wyspy lodowe. Kollmayer (1980) ich rozmiary szacuje na 10x12 km, a grubość na 30–50 m. Jeżeli latem Cieśnina Naresa uwalnia się od lodów morskich, to takie góry lodowe bardzo szybko mogą zdryfować daleko na południe i dotrzeć aż do Wielkiej Ławicy Nowofundlandzkiej (rys. 21). Na przykład po gwałtownym odłamaniu się na przełomie lipca i sierpnia 2000 r. trzech wielkich płyt (wysp) lodu we wschodniej części lodowca, początkowo, kiedy na przedpolu lodowca występował gruby i mocno zwarty lód morski, ruchy świeżo powstałych gór były ograniczone. W następnym sezonie letnim, po rozpadzie pokrywy lodów morskich, wyspy uzyskały swobodę i zaczęły dryfować w stronę Kanału Kennedy'ego (fragment Cieśniny Naresa). Jedna z nich już w październiku dotarła do wyspy Byłota (2.6x2.3 km), gdzie do sierpnia 2002 r. była uwięziona w cieśninie Navy Board. W sierpniu 2002 r. wznowiła ruch i 25 października tego roku, dryfując wzdłuż wybrzeży Ziemi Baffina, przecięła 70°N (2.4x2.0 km i 9 m wysokości). Po następnych 6 miesiącach widziana była na wodach Wielkiej Ławicy Nowofundlandzkiej (46.5°N, 48°W) jako płyta lodu o rozmiarach 480x230 m i wysokości 10 m (Stoermer i Rudkin 2003, Peterson 2004). Podobnie duże tempo cechuje i inne wyspy lodowe dryfujące po wodach Zatoki Baffina i Morza Labrador.

Występowanie w pobliżu tras żeglugowych i miejsc posadowienia wież wiertniczych i eksploatacyjnych, a takim rejonem jest Wielka Ławica²⁵, tak dużych płyt lodu może stanowić poważne zagrożenie. Największą jak do tej pory wyspą lodową, jaka zdryfowała w rejon Wielkiej Ławicy była ta, jaką napotkał jeden z konwojów II wojny światowej w kwietniu 1944 r. w pozycji 43°10'N

²⁵ Od 1982 roku w NE części ławicy pracuje platforma "Hibernia", a od 2003 – "Terra Nova".

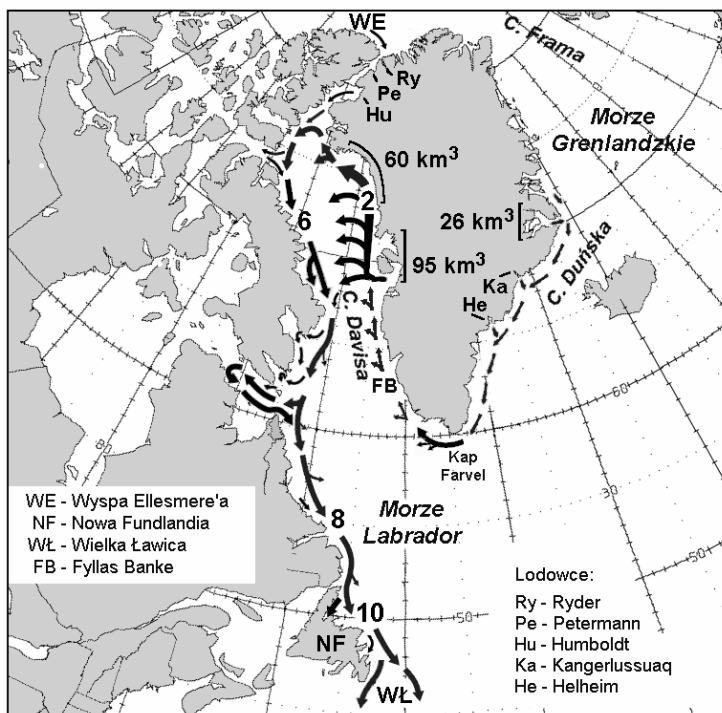
i 49°33'W. Jej rozmiary określono na 1370 m długości, 1100 m szerokości i 18 m wysokości. Biorąc pod uwagę występujący w ostatnich latach przyspieszony rozpad lodów szelfowych Wyspy Ellesmere'a jak i dużą recesję wielu lodowców NW i W Grenlandii, można uznać, że takie zagrożenie rzeczywiście wzrasta.

Liczba gór lodowych, jaka jednocześnie może przebywać na wodach przybrzeżnych Grenlandii jest różnie szacowana i ocena ta nie zależy tylko od zmieniających się warunków naturalnych. W części uzależniona jest ona od sposobu obserwacji. Ilustracją tej tezy mogą być informacje podane przez Valeura i in. (1996). Według tych autorów w 1949 r. Międzynarodowy Patrol Lodowy (IIP, International Ice Patrol) wykonujący swoje rutynowe patrole w rejonie Zatoki Baffina zaobserwował na tych wodach 17 500 gór. Na wykonanych w tym samym roku zdjęciach lotniczych rozpoznano aż 40 000 gór. Stąd też spotykane w literaturze (m.in. Valeur i in. 1996, Karlsen i in. 2001, Crocker i in. 2004) informacje o różnej liczbie gór, występujących na jakimś akwenie w tych lub innych latach, należy traktować jedynie jako pewne przybliżenie, nie pozwalające jednak na pełną ocenę zmienności natężenia tego zjawisk w funkcji czasu.

Gdy duże, głęboko zanurzone góry lodowe powstają w głębi fiordów, to wiele z nich w trakcie dryfu w fiordzie osiada na podwodnych progach. Ponowny dryf mogą rozpocząć dopiero po utracie części swojej masy pod wpływem topnienia lub dezintegracji blokowej. Oba procesy wymagają czasu, stąd często osiadłe góry zimują w pobliżu miejsca swojego powstania. Zimą tworząca się w fiordach pokrywa lodowa konserwuje wmarznięte w nią góry i opóźnia ich możliwy ruch na początku kolejnego sezonu letniego. Przedpola wielu fiordów położonych w wysokich szerokościach geograficznych są przez większą część roku blokowane przez lód stały (*fast ice*). W takich przypadkach wyjście gór na wody otwarte możliwe jest dopiero po rozpadzie tego lodu stałego, czyli na ogół w okresie od lipca do września-października. Góry, które odłamią się na brzegu otwartego morza mogą od razu po swoim powstaniu, o ile na to pozwalają warunki batymetryczne, rozpocząć dryf.

W I połowie XX w. większość gór lodowych dryfujących wzdłuż wschodniego wybrzeża Grenlandii na południe odłamywała się od lodowców położonych w SE części wyspy. Obecnie głównymi źródłami gór dryfujących wzdłuż wschodniego wybrzeża są lodowce uchodzące do Scoresby Sound (około 26 km³ lodu rocznie) oraz intensywnie cielące się w ostatnich latach lodowce Kangerlussuaq i Helheim (rys. 22). Góry te, po wejściu w wody Prądu Wschodniogrenlandzkiego niesione są na południe. Ze względu na odległość, drogę do Kap Farvel są w stanie pokonać tylko duże góry. Mniejsze, dryfując w coraz to cieplejszych wodach zdążą wcześniej stopnieć. Tempo topnienia kontrolowane jest przez lód morski niesiony wraz z górami w wodach tego prądu. W latach, w których wynos wieloletnich, arktycznych lodów morskich przez Cieśninę Fram jest duży, znaczna jego część (na ogół w postaci zwartych pasm budowanych przez małe kry o grubości 2–3 m) może w wodach Prądu Wschodniospitsbergeńskiego zdryfować daleko na południe, nawet na zachód od Kap Farvel, do rejonu Fyllas Banke – na północ od 63°N (jest to tzw. "Storis"). Wraz z lodami morskimi do tego rejonu dotrzeć mogą i góry lodowe pochodzące ze środkowej czy południowej części wschodniego wybrzeża Grenlandii. Im Storis będzie występował dłużej, tym więcej gór lodowych mniejszych rozmiarów będzie miało szansę dotrzeć na zachód od Kap Farvel. Na ogół Storis tworzy się co drugi rok. W latach 1958–1999, w rejonie Fyllas Banke, Storis najwcześniej pojawiał się pod koniec lutego i najdłużej trwał do końca lipca. Jeżeli w okresie, w którym w pobliżu Kap Farvel znajdują się góry lodowe, wieją w tym rejonie długotrwałe, silne wiatry z NE, to większość gór lodowych, zamiast być wciągana w wody Prądu Zachodniogrenlandzkiego, zaczyna dryfować

na W lub SW (Mosbech i in. 2000). Takie góry po dostaniu się na wody Morza Labrador bardzo szybko topnieją, stąd rzadko kiedy można je zauważyć w większej odległości niż 100–200 Mm na S i SW od Kap Farvel. Te góry, które dryfują w ciepłych wodach Prądu Zachodniogrenlandzkiego także bardzo szybko się rozpadają, toteż tylko niewielka ich liczba może dotrzeć dalej na północ niż do 65°N. Takie mocno już zerodowane góry mogą w południowej części Cieśniny Davisa zacząć dryfować na zachód gdzie dołączają do głównego strumienia gór dryfujących na południe.



Rys. 22. Główne trasy dryfu gór lodowych Grenlandii, Wyspy Ellesmere'a i Ziemi Baffina. Liczby w osi prądów – prędkość dryfu gór lodowych w Mm na dobę

Na zachodnim wybrzeżu Grenlandii większość gór lodowych, dryfujących później po Zatoce Baffina i Morzu Labrador produkowana jest przez lodowce leżące na N od 68°N (rys. 22). Najwięcej takich gór (10–15 tysięcy) odłamuje się w rejonie zatok Disko i Umanak (około 95 km³ lodu rocznie). Drugim obszarem intensywnego cielenia się gór lodowych jest Zatoka Melville (co roku około 60 km³ lodu). Roczna produkcja gór w tym rejonie szacowana jest na 25–30 tysięcy (40 tys. maksymalnie). Wiele z gór lodowych powstałych w zatoce Disko, zaraz po tym jak wydostaną się na Cieśninę Davisa, w wodach funkcjonującej tu cyrkulacji cyklonalnej skręca na zachód i w pobliżu Cape Dyer włącza się w wody Prądu Baffina i dalej wraz z nimi dryfuje na południe. Duże góry lodowe powstałe w okresie letnim w rejonie na północ od zatoki Disko niesione są przez Prąd Zachodniogrenlandzki do północnej części Zatoki Baffina, skąd następnie, przez prądy Baffina i Labradorzski transportowane są na południe, w rejon Wielkiej Ławicy Nowofundlandzkiej (rys. 22). Duże góry, o zanurzeniu przekraczającym 100–200 m, często zwalniają i osiadają na mieliznach. Inne, pod wpływem

lokalnych cyrkulacji prądowych, wkraczają w przyległe cieśniny (np. do Lancaster Sound (deLange Boom i in. 1982), Navy Board Inlet i Eclipse Sound w rejonie wyspy Byłota czy Cieśniny Hudsona) lub więzną w zatokach na wybrzeżach Ziemi Baffina (Marko i in. 1982) i Labradoru. W wodach Prądu Zachodniogrenlandzkiego na ogół pokonują 2 Mm na dobę, a w momencie dostania się w jądro Prądu Baffina przyspieszają do 6 Mm na dobę. W jądrze Prądu Labradorskiego góry mogą jeszcze bardziej przyspieszyć (do 8–10 Mm na dobę; rys. 22). Przeciętny czas transportu góry lodowej od wyprowadzenia jej z fiordu położonego w środkowym odcinku zachodniego wybrzeża Grenlandii do dotarcia w rejon Nowej Fundlandii trwa 2 do 3 lat. Najszybciej dryfujące góry pokonują tę drogę w czasie 11–13 miesięcy. Najwolniej, co zrozumiałe, dryfują największe góry. One też najwcześniej zaczęły być śledzone. Obszerne omówienie największych gór lodowych, które w latach 1900–1992 zostały raportowane na Zatoce Baffina i Morzu Labrador zawiera między innymi praca Newella (1993). Obecnie to tego celu wykorzystuje się techniki satelitarne (Marko i in. 1982).

Mimo, że rola lodu kontynentalnego w kształtowaniu pokrywy lodów na morzach Arktyki nie jest znacząca, zmienność transportu grenlandzkich gór lodowych przez Prąd Labradorski wykazuje interesujące związki z kształtowaniem się pokrywy lodów morskich na obszarze atlantyckiej Arktyki. Choćby z tej przyczyny warto skrótowo zapoznać się z tą problematyką.

IIP (International Ice Patrol) prowadzi statystykę gór lodowych przekraczających równoleżnik 48°N na wschód od Nowej Fundlandii. Mimo, że działalność IIP rozpoczęła się w roku 1913, zebrał on dane o liczbie gór lodowych przekraczających równoleżnik 48°N od 1900 roku. Dane te gromadzone są jako liczby miesięczne w sezonie lodowym, który rozpoczyna się od października, a kończy we wrześniu oraz sumy przekraczających w danym sezonie lodowym równoleżnik 48°N gór, bez rozróżnienia ich wielkości. Sezon lodowy datowany jest na rok stycznia. Rozpoczynanie sezonu lodowego od października związane jest ze specyficznym rozkładem pojawiania się gór lodowych (patrz rys. 23, tab. 13) w poszczególnych miesiącach.

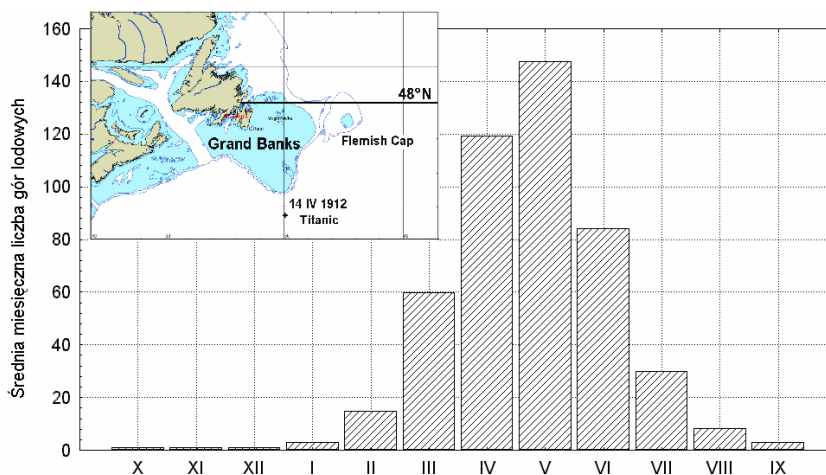
Tabela 13

Maksymalna, średnia i jej odchylenie standardowe (SD) liczby gór lodowych przekraczających w danym miesiącu 48°N w latach 1900–2005

	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Max	27	21	16	112	336	529	953	1017	1030	335	132	69
Średnia	1	1	1	3	15	60	119	147	84	30	8	3
SD	3.9	3.6	3.0	12.3	41.2	99.2	145.1	169.2	124.2	56.7	19.7	9.6

Ciąg IIP opisujący liczby gór lodowych przekraczających 48°N w danym sezonie jest niehomogeniczny. Związane jest to z postępującymi w czasie zmianami możliwości technicznych obserwacji gór lodowych i ich raportowania. W początkowym okresie, do lat 30-tych XX w., rejestracja góry lodowej była możliwa po jej dostrzeżeniu i złożeniu raportu pisemnego. W owym czasie, ani pozycja góry nie zawsze mogła zostać precyzyjnie określona, ani też nie wszyscy kapitanowie raporty takie składali. Od lat 30-tych raporty były przekazywane, wraz ze wzrostem liczby statków wyposażonych w radiostacje, coraz częściej drogą radiową. W latach 40–50-tych coraz więcej statków handlowych było wyposażane w urządzenia radarowe, co pozwoliło na identyfikację góry lodowej w ciemności lub warunkach ograniczonej widzialności. Rozpoczęto również obserwację

lotniczą; ta jednak była możliwa tylko w warunkach dobrej widoczności i przy odpowiednio wysokim pułapie chmur. Od lat 60-tych, kiedy wyposażenie statków w urządzenia radiolokacyjne stało się codziennością, kiedy wprowadzono systemy nawigacji hiperbolicznej (DECCA, LORAN) i łączność radiowa stała się pewna, precyzja obserwacji gór lodowych wzrosła. Jednak należy zdawać sobie sprawę z tego, że statki, mając wiarygodne ostrzeżenia IIP o rejonach skupień gór lodowych, unikały tych rejonów, przez co liczba raportów, a tym samym i równomierność rozkładu danych zmniejszyła się. Przełomem stało się wprowadzenie w początkach lat 70-tych obserwacji satelitarnych oraz obserwacji lotniczych przy użyciu radarów skanujących (Side-Looking Airborne Radar (SLAR) i Forward Looking Airborne Radar (FLAR). Dopiero od tego momentu można mieć pewność, że obserwacje są kompletne. Można sądzić, że zwiększająca się wraz z upływem czasu liczba rejestrowanych gór lodowych w statystykach IIP jest w części wynikiem coraz dokładniejszych obserwacji.

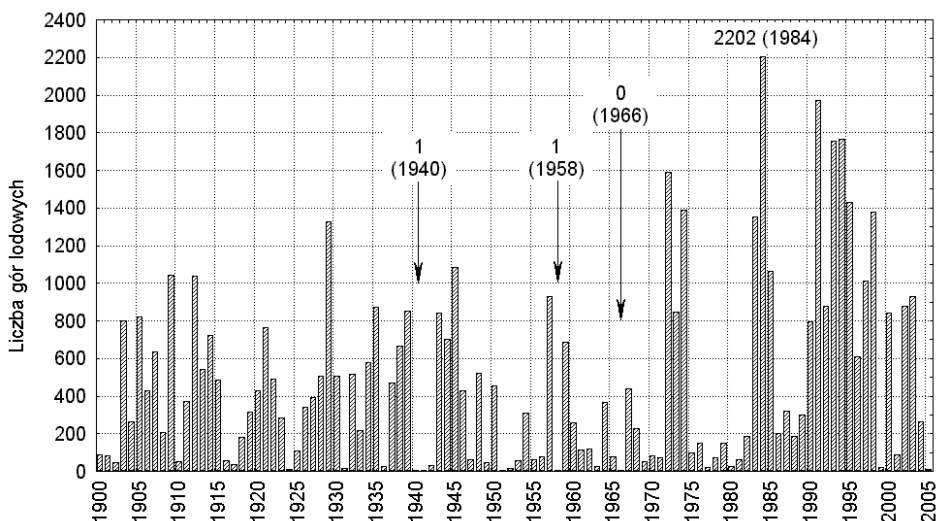


Rys. 23. Średnia liczba gór lodowych przekraczających 48°N w danym miesiącu w latach 1900–2005

Liczby gór lodowych przekraczających corocznie 48°N przedstawia rysunek 24. Nietrudno zauważyć, że w szeregu tym występuje trend wzrostowy. Jego wartość to $+3.53(\pm 1.53)$ góry lodowej na sezon. Jest on istotny statystycznie ($p < 0.023$). W świetle uwag na temat homogeniczności szeregu nie wydaje się, aby do tej wartości należało przywiązywać zbyt dużą uwagę. W przekrojach miesięcznych istotne trendy statystyczne zaznaczają się we wrześniu (ujemny), marcu i kwietniu (dodatnie). Te ostatnie trendy mogą wskazywać na zachodzące zmiany w sezonie lodowym – postępujące przyspieszanie początku intensywnego wyrzutu gór lodowych na Atlantyk i szybszy jego koniec.

Niezależnie od wszystkich zastrzeżeń, jakie można mieć tu w stosunku do danych źródłowych nietrudno zauważyć (rys. 24), że liczby gór lodowych wykazują duże, quasi-cykliczne wahania o dominującym okresie 9–11 lat. Wiadomo, że w okresach wzrostu liczby gór lodowych przekraczających równoleżnik 48° ich południowy zasięg na Atlantyku Północnym wyraźnie się zwiększał. Wzrostowi liczby gór lodowych w latach 1926–1930 towarzyszyło "przebiecie" Golsztromu przez Prąd Labradorcki, co doprowadziło do tego, że góry lodowe pojawiły się na Atlantyku na południe od Golsztromu. W latach 20–30-tych. XX w. raportowano występowanie gór lodowych lub grow-

lerów na wodach tropikalnych i subtropikalnych Atlantyku Północnego (np. na NW od Bermudów, na S–SE od Azorów, ...; Pilot Chart). Momenty występowania lokalnych minimów przebiegu wykazują z kolei wyraźne związki z momentami wystąpienia na obszarze Europy Środkowej ostrych lub skrajnie ostrych zim. Takimi latami są na przykład rok 1917, 1924, 1931, 1940-1942, 1947, 1958, 1963, 1966, 1978, ...



Rys. 24. Liczba gór lodowych przekraczająca w sezonie lodowym 48°N (1900–2005)

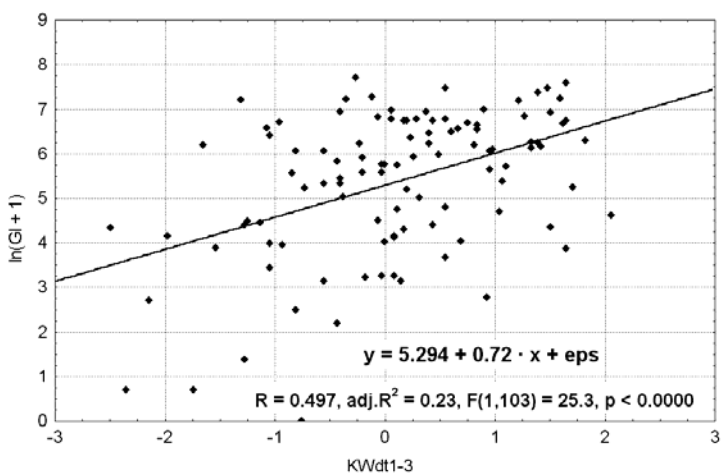
Liczba przechodzących przez równoleżnik 48° na wschód od Nowej Fundlandii i wynoszonych na Atlantyk gór lodowych stanowi funkcję całego szeregu zmiennych oraz czynnika losowego. Jednym z ważniejszych czynników regulujących liczbę gór lodowych, oprócz nieznanego tempa ich tworzenia się i rozmiarów początkowych, jest aktywność Prądu Labradorskiego i warunki termiczne w okresie zimowym, poprzedzającym przejście góry przez linię rejestracji. W okresie, kiedy nad obszarem funkcjonowania Prądu Labradorskiego zimą następuje intensywny spływ powietrza z N–NW temperatura powietrza jest niska, następuje przyspieszenie Prądu Labradorskiego i zwiększenie jego przepływów. Góry lodowe, wmarznięte w lód morski, w wodzie o ujemnej temperaturze przemieszczają się na południe szybko, nie ulegając destrukcji. W takiej sytuacji do 48°N dojdzie ich więcej niż zazwyczaj.

Dzięki temu liczba przechodzących w danym sezonie gór lodowych może stanowić pośrednią informację o aktywności Prądu Labradorskiego. Wykorzystując te zależności stworzono klimatyczny wskaźnik aktywności Prądu Labradorskiego (Marsz 2003), który wykazuje bardzo silne związki z późniejszym kształtowaniem się pokrywy lodów morskich na morzach Barentsa i Grenlandzkim (Styszyńska 2001).

Aktywność Prądu Labradorskiego i liczba przekraczających 48°N gór lodowych jest z kolei wyraźnie związana z aktywnością Golsztromu w okresie zimowym i tworzeniem się dodatnich anomalii temperatury powierzchni oceanu w rejonie na SE od Nowej Fundlandii (Marsz 1997). Wzrost temperatury i przepływów w Golsztromie w okresie od stycznia do marca pociąga za sobą związk-

szanie baroklinowości atmosfery w strefie przylegającej do wybrzeża USA i tym samym wzrost natężenia cyklonogenezy. Dodatkowo anomalie powierzchni oceanu w rejonie położonym na S i SE od Nowej Fundlandii, tworzące się jako skutek zwiększonych przepływów i wyższej temperatury wód Gólfstronu, powodują zwiększoną frekwencję fal długich nad tym obszarem o takiej postaci, która kieruje głębokie układy niskiego ciśnienia w rejon Morza Labrador – południowych rejonów Grenlandii. W zachodnich częściach takich układów rozwija się bardzo silny strumień powietrza z N–NW, prowadzący do aktywizacji Prądu Labradorskiego. Opisany mechanizm nie ma bezpośredniego związku z NAO, występuje zarówno w czasie dodatnich, jak i ujemnych (częściej) faz NAO.

Taki mechanizm współzależności między aktywnościami Gólfstronu i Prądu Labradorskiego prowadzi do istnienia paradoksalnych, lecz funkcjonalnie uzasadnionych związków – między średnią temperaturą powietrza z okresu styczeń – marzec nad Cieśniną Florydzką a liczbą gór lodowych przekraczających 48°N w sezonie lodowym występuje istotna statystycznie korelacja dodatnia (około +0.5, $p < 0.000$; patrz rys. 25). Też o związku liczby gór lodowych wyprowadzanych na Atlantyk ze stanem termicznym Gólfstronu wysunął wcześniej von Post (1956), lecz postulowany przez niego mechanizm²⁶ prowadzący do istnienia takich związków nie znalazł potwierdzenia w późniejszych badaniach autora.



Rys. 25. Związek między standaryzowanymi odchyleniami temperatury powietrza okresu styczeń – marzec na stacji Key West w Cieśninie Florydzkiej [oznaczenie KWdt1-3] a wartościami logarytmów naturalnych z liczby (górlodowych +1) przekraczających 48°N w danym sezonie lodowym [oznaczenie ln(GI + 1)]. Okres analizy 1900-2004.

²⁶ Mechanizm ten miał polegać wyłącznie na termicznym oddziaływaniu wód Gólfstronu. Ciepłsze wody Gólfstronu, poprzez ich transport wraz z prądami Północnoatlantyckim i Irmingera miały według von Posta (1956) trafić do Prądu Zachodniogrenlandzkiego, podnosić jego temperaturę i zwiększać następnie tempo obłamywania się gór lodowych na wybrzeżach zachodniej Grenlandii. Większa liczba gór miała być następnie wyprowadzana przez Prąd Labradorski. Cały cykl od wzrostu temperatury wód Gólfstronu na wysokości Florydy do momentu zwiększonego wyrzutu gór lodowych miał trwać około 3 lat.

Zmienna aktywność Prądu Labradorskiego, który wyprowadza duże ilości silnie wychłodzonych wód w rejon na północ od delty Golsztromu, wywiera regulujący wpływ na rozkład anomalii temperatury powierzchni oceanu w rejonie tworzenia się Prądu Północnoatlantyckiego (Deser i in. 2002). Anomalie te wywierają następnie wpływ zarówno na przebieg cyrkulacji atmosferycznej, jaka nastąpi w okresie nadchodzącej jesieni i zimy, jak również na przenoszone przez Prąd Północnoatlantycki zasoby ciepła. Oba te czynniki, oprócz innych działań o charakterze klimatycznym, wywierają aktywny wpływ na kształtowanie się pokrywy lodowej na morzach Grenlandzkim i Barentsa. Według badań Styszyńskiej (2001), która wykorzystwała do analiz szeregi z okresu 1972–1994 (23 lata) najsilniejszy wpływ zmienności wskaźnika aktywności Prądu Labradorskiego (WPL) zaznacza się na Morzu Barentsa. Zmienność wskaźnika WPL objaśnia 50% ($R=0.724$) zmienności powierzchni lodów na Morzu Barentsa w styczniu następnego roku, 31% w lutym następnego roku, 48% w marcu (maksimum rozwoju powierzchni zlodzenia), 40–46% w maju, czerwcu i lipcu następnego roku. Wraz ze wzrostem wartości WPL, czyli wzrostem liczby gór lodowych przekraczających 48°N w danym roku, w następnym roku, od stycznia do lipca powierzchnia lodów na Morzu Barentsa odpowiednio się zmniejsza. Wpływ zmiennej aktywności Prądu Labradorskiego na zlodzenie Morza Grenlandzkiego jest słabszy – ogranicza się tylko do trzech pierwszych miesięcy następnego roku (styczeń, luty, marzec), a same oddziaływania nie są tak silne jak na Morzu Barentsa (objaśnienie zmian powierzchni lodów odpowiednio 21, 29 i 22%). Znak oddziaływania jest taki sam (ujemny). Związków tych nie da się wyjaśnić wyłącznym działaniem NAO, stanowią one przejaw funkcjonujących w systemie hydro-klimatycznym układów inercyjnych. Świadczy o tym choćby roczne przesunięcie czasowe między działaniem poszczególnych podsystemów. Układy te działają w czasie i przestrzeni, przenosząc przez "pamięć oceanu" zmiany warunków cyrkulacyjnych i termicznych występujące na jakimś obszarze (akwenie), z odpowiednim opóźnieniem, na inny obszar.

Opracowanie i druk studium "Góry lodowe Arktyki" sfinansowano z działalności statutowej Akademii Morskiej w Gdyni (grant 326/DS/2007).

Literatura

- Aagaard K., Coachman L.K., 1968a, The East Greenland Current north of Denmark Strait, Part I. Arctic, 21 (3): 181–200.
- Aagaard K., Coachman L.K., 1968b: The East Greenland Current north of Denmark Strait, Part II. Arctic, 21 (4): 267–290.
- Abdalati W., Krabill W., Frederick E., Manizade S., Martin C., Sonntag J., Swift R., Thomas R., Wright W., Yungel J., 2001, Outlet glacier and margin elevation changes: Near-coastal thinning of the Greenland ice sheet. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 106 (D24): 33729–33741.
- Abdalati W., Krabill W., Frederick E., Manizade S., Martin C., Sonntag J., Swift R., Thomas R., Yungel J., Koerner R., 2004, Elevation changes of ice caps in the Canadian Arctic Archipelago. Journal of Geophysical Research, 109, F04007, doi: 10.1029/2003JF000045.
- Abramov V., 1992, Russian iceberg observations in the Barents Sea. Polar Research, 11 (2): 72–75.
- Andrews J.T., 2002, Glaciers of Baffin Island. [w:] Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: Glaciers of North America, Glaciers of Canada. [ed.] Williams R.S. jr., Ferrigno J.G., U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-J: 165–198.
- Are F.E., 1980, Termoabraziya morskikh beregov. Nauka, Izdatel'stvo "Nauka", Moskva: 160 s.
- Atlas Arktiki, 1985, Glavnoe Upravlenie Geodezii i Kartografii pri Sovete Ministrov SSSR, Moskva: 204 s.

- Aleksandrov V., Kolatschek J., 1997, Sea-Ice Conditions during the TRANSPORT III Expedition. *Berichte zur Polarforschung*, 248: 19–20.
- Baird P.D., 1955, Glaciological research in the Canadian Arctic. *Arctic*, 8 (2): 96–108.
- Bamber J., Krabill W., Raper V., Dowdeswell J., 2004, Anomalous recent growth of part of a large Arctic ice cap: Austfonna, Svalbard. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L12402, doi:1029/2004GL019667.
- Barker A., Sayed M., Carrieres T., 2004, Determination of iceberg draft, mass and cross-sectional areas. [w:] *Proceedings of the Fourteenth International Offshore and Polar Engineering Conference*, Tulon, France, May 23–28, 2004: 899–904.
- Barkov N.I., 1971, *Shel'fovye ledniki Antarktity*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 226 s.
- Barkov N.I., Bolshiyav D.Y., Gvozdk O.A., Klementyev O.L., Makeyev V.M., Maksimenko I.G., Potapenko V.Y., Yunak R.I., 1992, *Novye dannye o stroenii i razvitii lednika Vavilova na Severnoy Zemle*. *Materialy Glaciologičeskikh Issledovaniy*, 75: 35–41.
- Bell T., Jacobs J.D., 1997, Glacier monitoring for climate change detection in Nunavut. *Geoscience Canada*, 23 (4): 195–204.
- Bell T., St. Hilaire D., Brucker S., Hughes C.J., Danielson B., Sharp M., Tarasov L., 2006, Seabed mapping at the terminus of Belcher Glacier, Devon Island, Nunavut. [w:] *3rd Annual ArcticNet Scientific Meeting*, December 12–15, 2006. Victoria, British Columbia. Abstracts Volume: 28.
- Benn D.I., Evans D.J.A., 1998, *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London: 734 s.
- Bigg G.R., Wadley M.R., Stevens D.P., Johnson J.A., 1997, Modelling the dynamics and thermodynamics of icebergs. *Cold Regions Science and Technology*, 26: 113–135.
- Borodachev V.Ye., Gavrilov V.P., Kazanskii M.M., 1994, *Slovar' morskikh ledovykh terminov*. *Arkticheskij i Antarkticheskij Nauchno-issledovatel'skij Institut* (<http://www.aari.nw.ru/gdsidb/>).
- Bradley R.S., 1978, Recent climatic fluctuations of the Canadian High Arctic and their significance for glaciology. *Arctic and Alpine Research*, 10 (4): 715–731.
- Braun C.B., Hardy D.R., Bradkey R.S., 2004, Surface mass balance of the Ward Hunt Ice Rise and Ward Hunt Ice Shelf, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 109, D22110, doi: 1029/2004/2004JD004560.
- Brown C.S., Meier M.F., Post A., 1982, Calving speed of Alaska tidewater glaciers, with application to Columbia Glacier. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1044-9612*, p. C1-C13.
- Bujnickij V.H., 1973, *Morskije l'dy i ajsbergi Antarktiki*. Leningrad, Izdatel'stvo Leningradskogo Universiteta: 254 s.
- Burgess D.O., Sharp M.J., 2004, Recent Changes in Areal Extent of the Devon Ice Cap, Nunavut, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 36 (2): 261–271.
- Burgess D.O., Sharp M.J., Mair D.W.F., Dowdeswell J.A., Benham T.J., 2005, Flow dynamics and iceberg calving rates of Devon Ice Cap, Nunavut, Canada. *Journal of Glaciology*, 51 (173): 219–230.
- Buzin I., Dmitriev N., Gudoshnikov Yu., Kubyskhin N., Nesterov A., Skutina E., 2004, Glacier Ice in the Sea Environment: Some Results of the Field Research of Properties of Icebergs in Barents Sea in 2003. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 6, 00636, 2004, SREF-ID: 1607-7962/gra/EGU04-A-00636.
- Chizhov O.P., 1976, *Olednenie severnoy polyarnoy oblasti*. Nauka, Moskva: 240 s.
- Cofaigh C. Ó., Dowdeswell J. A., Grobe H., 2001, Holocene glacial marine sedimentation, inner Scoresby Sund, East Greenland: the influence of fast-flowing ice-sheet outlet glaciers. *Marine Geology*, 175: 103–129.
- Cogley J.G., Adams W.P., 2000, Remote-sensing resources for monitoring glacier fluctuations on Axel Heiberg Island. *Arctic*, 53 (3): 248–259.
- Copland L., Sharp M.J., Dowdeswell J.A., 2003, The distribution and flow characteristics of surge-type glaciers in the Canadian High Arctic. *Annals of Glaciology*, 36: 73–81.

- Crary A.P., 1960, Arctic ice island and ice shelf studies: part II. *Arctic*, 13 (1): 32–50.
- Crocker G., English J., McKenna R., Gagnon R., 2004, Evaluation of bergy bit population on the Grand Banks. *Cold Regions Science and technology*, 38: 239–250.
- Danilov A.I., Mironov E.Y., Spichkov V.A., 2004, *Izmenchivost' prirodnykh usloviy v šelfovoy zone Barenceva i Karskogo morey*. AANII, Sankt Peterburg: 432 s.
- deLange Boom B.R., MacNeill M.R., Buckley J.R., 1982, Iceberg motion in Lancaster Sound and Northwest Baffin Bay, Summer 1978. *Arctic*, 35 (1): 219–233.
- Deser C., Holland M., Reverdin G., Timilin M., 2002, Decadal variation in Labrador Sea ice cover and North Atlantic sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research* 107 (C5), 10.1029/2000JC000683.
- Determination of Iceberg Draft and Shape, 2004, Oceans Ltd. National Research Council Canada, PERD/CHC Report 20-75: 77 s.
- Dethleff D., 1995, Sea ice and sediment export from the Laptev Sea flaw lead during 1991/92 winter season. *Berichte zur Polarforschung*, 176: 78–93.
- Diemand D., 1984, Iceberg temperatures in the North Atlantic –theoretical and measured. *Cold Regions Science and Technology*, 9: 171–178.
- Diemand D., 2001, Icebergs. [w:] *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, A Harcourt Science and Technology Company: 1255–1264.
- Dietz R., Heide-Jørgensen M.P., Richard P.R., Acquarone M., 2001, Summer and fall movements of narwhals (*Monodon monoceros*) from northeastern Baffin Island towards northern Davis Strait. *Arctic*, 54 (3): 244–261.
- Dolgushin L.D., Osipova G.B., 1989, *Ledniki. Mysl'*, Moskva: 448 s.
- Dowdeswell J.A., 1989, On the nature of Svalbard icebergs. *Journal of Glaciology*, 35(120): 224–234.
- Dowdeswell J.A., Bamber J.L., 1995, On the glaciology of Edgeoya and Barentsoya, Svalbard. *Polar Research*, 14 (2): 105–122.
- Dowdeswell J.A., Bassford R.P., Gorman M.R., Williams M., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Shepherd A.P., Vasilenko Y.V., Savatyuguin L.M., Hubberten H.-W., Miller H., 2002, Form and flow of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian High Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 107(B4), 2076, doi:10.1029/2000JB000129.
- Dowdeswell J.A., Benham T.J., 2003, A surge of Perseibreen, Svalbard, examined using aerial photography and ASTER high resolution satellite imagery. *Polar Research* 22(2): 373–383.
- Dowdeswell J. A., Benham T. J., Gorman M. R., Burgess D., Sharp M. J., 2004, Form and flow of the Devon Island Ice Cap, Canadian Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 109, F02002, doi:10.1029/2003JF000095.
- Dowdeswell J.A., Collin R.L., 1990, Fast-flowing outlet glaciers on Svalbard ice caps. *Geology*, 18: 778–781.
- Dowdeswell J.A., Forsberg C.F., 1992, The size and frequency of icebergs and bergy bits derived from tide-water glaciers in Kongsfjorden, northwest Spitsbergen. *Polar Research*, 11 (2): 81–91.
- Dowdeswell J.A., Gorman M.R., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., 1994, Evidence for floating ice shelves in Franz Josef Land, Russian high Arctic. *Arctic and Alpine Research*, 26 (1): 86–92.
- Dowdeswell J.A., Hamilton G.S., Hagen J.O., 1991, The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions. *Journal of Glaciology*, 37 (127): 388–400.
- Dowdeswell J.A., Unwin B., Nuttall A.M., Wingham D.J., 1999, Velocity structure, flow instability and mass flux on a large Arctic ice cap from satellite radar interferometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 167: 131–140.
- Dowdeswell J.A., Whittington R.J., Hodgkins R., 1992, The sizes, frequencies, and freeboards of East Greenland icebergs observed using ship radar and sextant. *Journal of Geophysical Research*, 97(C3): 3515–3528.

- Eicken H., Alexandrov V., Bogdanov A., Martin T., Reimnitz E., Syrtsov S., 1994, Iceberg observations. *Berichte zur Polarforschung*, 149: 76–78.
- Elisov V.V., 1995, Modelirovanie dvizheniya ajsbergov v južnoj časti Karskogo moriya. *Meteorologiya i Gidrologiya*, 5: 74–82.
- Falconer G., 1962, *Glaciers of northern Baffin and Bylot Islands, NWT*. Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, Ontario, Geographical Branch, Geographical Paper, 33: 31 s.
- Fastook J.L., Schmidt W.F., 1982, Finite element analysis of calving from ice fronts. *Annals of Glaciology*, 3: 103–106.
- Fissel D.B., Lemon D.D., Birch J.R., 1982, Major features of the Summer near-surface circulation of Western Baffin Bay, 1978 and 1979. *Arctic*, 35 (1): 180–200.
- Gilbert R., 1982, Contemporary Sedimentary Environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: Glaciomarine Processes in Fiords of Eastern Cumberland Peninsula. *Arctic and Alpine Research*, 14 (1): 1–12.
- Glacier Atlas of Canada, 1969 to 1972. Canadian Glacier Inventory Project. <http://atlas.nrcan.gc.ca/>
- Glazovsky A.F., 1996, Russian Arctic. Chapter 2.7. [w:] Jania J., Hagen, J.O. (red.), Mass balance of arctic glaciers. IASC Report No. 5, Sosnowiec-Oslo: 44–59.
- Glazovsky A.F., 2003, Glacier dynamics. [w:] L. Bobylev, K.Ya.Kondratev i O.M. Johannessen (red.) Arctic Environment variability in the context of Global Change. Praxis Publishing Ltd. Chichester, United Kingdom: 251–270.
- Glazovsky A., Macheret Y., Vasilenko E., 2006, Calving glaciers of Novaya Zemlya and Franz Joseph Land. [w:] The Mass Budget of Arctic Glaciers. Extended abstracts Workshop and GLACIODYN Planning Meeting, 29 January – 3 February 2006, Obergurgl (Austria). IASC Working Group on Arctic Glaciology. Institute for Marine and Atmospheric Research, Utrecht University, The Netherlands: 43–44.
- GMES RUSSIA Final Report, 2004, GMES-RUSSIA Establishing a Thematic Network in Russia for Priority Themes A, B, C and E for GMES Strand 2 Assessment Activities Final Report 2004. Autorzy: Schmullius C., Denissov D., Alexandrov V., Belan B., Bobylev L., Dobretsov N., Erokhine G., Kovalevsky D., Matvienko G., Novikova N., Permitina P., Tashchilin S., Friedrich-Schiller University Jena Institute of Geography Department for Geoinformatics: 155 s.
- Govorukha L.S., 1989, *Sovremennoe nazemnoe oledenenie Sovetskoy Arktiki*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 256 s.
- Govorukha L.S., Bol'shiyanov D.Y., Zarkhidze V.S., Pinchuk L.Y., Yunak R.I., 1987, Changes in the glacier cover of Severnaya Zemlya in the twentieth century. *Polar Geography and Geology*, 11: 300–305.
- Haas C., Lieser J.L., 2003, Sea ice conditions in the Transpolar Drift in August/September 2001. Observations during Polarstern cruise ARKTIS XVII/2. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, 441: 123 s.
- Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G., 2003a, Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and fresh-water flux. *Polar Research*, 22 (2): 145–159.
- Hagen J.O., Melvold K., Pinglot F., Dowdeswell J.A., 2003b, On the net mass balance of the glaciers and ice caps in Svalbard, Norwegian Arctic. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 35 (2): 264–270.
- Hamilton S.H., Dowdeswell J.A., 1996, Controls on glaciers surging in Svalbard. *Journal of Glaciology*, 42 (140): 157–168.
- Hambrey M.J., Dowdeswell J.A., 1997, Structural evolution of surge-type polythermal glacier: Hessebreen, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 24: 375–381.
- Hanna E., Huybrechts P., Janssens I., Cappelen J., Steffen K., Stephens A., 2005, Runoff and mass balance of the Greenland Ice Sheet: 1958-2003, *Journal of Geophysical Research*, 110, D13108, doi: 10.1029/2004JD005641
- Hanson B., Hooke R. LeB, 2000, Glacier calving: a numerical model of forces in the calving-speed/water-depth relation. *Journal of Glaciology*, 46 (153): 188–196.

- Hanson B., Hooke R. LeB., 2003, Buckling rate and overhang development at a calving face. *Journal of Glaciology*, 49 (167): 577–586.
- Harrison D.A., 1966, Recent fluctuations of the snout of a glacier at McBeth Fiord, Baffin Island, N.W.T. Canada Department of Mines and Technical Surveys, Geographical Branch, Geographical Bulletin, 8 (1): 48–58.
- Hattersley-Smith G., 1957, The rolls on the Ellesmere Ice Shelf. *Arctic*, 10 (1): 32–44.
- Hattersley-Smith G., 1963, The Ward Hunt Ice Shelf: recent changes of the ice front. *Journal of Glaciology*, 4: 415–424.
- Hattersley-Smith G., 1969, Recent observations on the surging Otto Glacier, Ellesmere Island. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6 (4), Part 2: 883–889.
- Higgins A.K., 1991, North Greenland Glacier velocities and calf ice production. *Polarforschung*, 60 (1): 1–33.
- Holdsworth G., 1970, Calving from the Ward Hunt Ice Shelf, 1961–1962. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 299–305.
- Holdsworth G., 1977, Tidal interaction with ice shelves. *Annales de Géophysique*, 33 (1): 133–146.
- Holdsworth G., Glynn J., 1978, Iceberg calving from floating glaciers by a vibration mechanism. *Nature*, 274: 464–466.
- Holdsworth G., Glynn J.E., 1981, A mechanism for the formation of large icebergs. *Journal of Geophysical Research*, 86: 3210–3222.
- Howat I.M., Joughin I., Tulaczyk S., Gogineni S., 2005, Rapid retreat and acceleration of Helheim Glacier, east Greenland. *Geophysical Research Letters*, 32, L22502, doi:10.1029/2005GL024737.
- Hughes T., 2002, Calving bays. *Quaternary Science Reviews*, 21: 267–282.
- Ice Navigation in Canadian Waters, 1999, Fisheries and Oceans Canada, Coast Guard Canada: 219 s.
- International Ice Patrol, <http://www.uscg.mil/lantarea/iip/home.html>
- Irvine-Fynn T.D.L., Moorman B.J., Williams J.L.M., Walter F.S.A., 2006, Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31: 892–909.
- Jacobs J.D., Heron R., Luther J.E., 1993, Recent changes at the northwest margin of the Barnes ice cap, Baffin Island, N. W. T., Canada. *Arctic and Alpine Research*, 25: 341–352.
- Jacobs J.D., Simms E.L., Sims A., 1997, Recession of the southern part of Barnes ice cap, Baffin Island, Canada, between 1961 and 1993, determined from digital mapping of Landsat TM. *Journal of Glaciology*, 43: 98–102.
- Jania J., 1988, Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie (w świetle badań fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych). Uniwersytet Śląski, Katowice: 258 s.
- Jania J., 1991, Suggested control factors for calving of tidewater glaciers in the light of research in Spitsbergen. [w:] *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen. Z badań środowiska naturalnego Arktyki*. UMCS, Lublin: 215–239.
- Jania J., 1997, *Glacjologia. Nauka o lodowcach*. Wydawnictwo Naukowe PAN, Warszawa: 359 s.
- Jeffers S., Agnew T. A., Alt B.T., De Abreu R., McCourt S., 2001, Investigating the anomalous sea ice conditions in the Canadian High Arctic (Queen Elizabeth Islands) during the summer of 1998. *Annals of Glaciology*, 33: 507–512.
- Jeffries M.O., 1986, Ice island calvings and ice shelf changes, Milne Ice Shelf and Ayles Ice Shelf, Ellesmere Island, N.W.T. *Arctic*, 39 (1): 15–19.
- Jeffries, M.O., 1987a. Structure and growth of Arctic ice shelves and ice islands. NRC of Canada Associate Committee on Geotechnical Research, Ottawa, Technical Memorandum, 41: 39–48.

- Jeffries M.O., 1987b, The growth, structure and disintegration of Arctic ice shelves. *Polar Record*, 23 (147): 631–649.
- Jeffries M.O., 1992, Arctic ice shelves and ice islands: Origin, growth and disintegration, physical characteristics, structural stratigraphic variability and dynamics, *Reviews of Geophysics*, 30 (3): 245–267.
- Jeffries M.O. 2002, Ellesmere Island Ice Shelves and Ice Islands. [w:] *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: Glaciers of North America, Glaciers of Canada*. [ed.] Williams R.S. jr., Ferrigno J.G., U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-J: 147–164.
- Jeffries M.O., Serson H., 1983, Recent changes at the front of Ward Hunt Ice Shelf, Ellesmere Island, N.W.T. *Arctic*, 36 (3): 289–290.
- Jeffries M.O., Shaw M.A., 1993, The drift of ice islands from the Arctic Ocean into the channels of the Canadian Arctic archipelago: the history of Hobson's Choice Ice Island. *Polar Record*, 29 (171): 305–312.
- Jiskoot H., Boyle P.J., Murray T., 1998, The incidence of glacier surging in Svalbard: evidence from multivariate statistics. *Computers and Geosciences*, 24 (4): 387–399.
- Jiskoot H., Pedersen K., Murray T., 2001, Multi-model photogrammetric analysis of the 1990s surge of Sortebrae, East Greenland, *Journal of Glaciology*, 47 (159): 677–687.
- Johannessen O., Khvorostovsky K., Miles M., Bobylev L., 2005, Recent ice-sheet growth in the interior of Greenland. *Science*, 310: 1013–1016.
- Jones S.J., 2006, Comparison of the strength of iceberg and other freshwater ice and the effect of temperature. Canadian Hydraulic Centre, National Research Council Canada TR-2006-07, PERD/CHC Report 20–83: 15 s.
- Joughin I., Fahnestock M., Kwok R., Gogineni P., Allen C., 1999, Ice flow of Humboldt, Petermann and Ryder gletscher, northern Greenland. *Journal of Glaciology*, 45 (150): 231–241.
- Joughin I., Abdalati W., Fahnestock M., 2004, Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbrae glacier. *Nature*, 432: 608–610.
- Kaczmarek M., Jania J., 1997, Intensity of calving of Arctic glaciers - project in progress. *Polish Polar Studies*, 24th Polar Symposium, Warszawa: 141–151.
- Karlsen H.G., Bille-Hansen J., Hansen K.Q., Andersen H.S., Skourup H., 2001, Distribution and variability of icebergs in the Eastern Davis Strait 63°N to 68°N. Bureau of Minerals and Petroleum. *Greenland Survey*, 1: 34 s.
- Klassen R.A., 1993, Quaternary geology and glacial history of Bylot Island, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada, Memoir 429*: 93 s.
- Klein A., 2003, Ice conditions. [w:] *Cruise Report of the NABOS/CABOS-03 Expeditions to the Northern Laptev Sea aboard the Icebreaker Kapitan Dranitsyn, September 2003*. IARC Technical Report # 1: 12–13.
- Koenig L.S., Greenaway K.R., Dunbar M., Hattersley-Smith G., 1952, Arctic Ice Islands. *Arctic*, 5 (2): 66–103.
- Koerner R.M., 1980, The problem of Lichen-free zones in Arctic Canada. *Arctic and Alpine Research*, 12 (1): 87–94.
- Koerner R.M., 2002, Glaciers of the High Arctic Islands. [w:] *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: Glaciers of North America, Glaciers of Canada*. [ed.] Williams R.S. jr., Ferrigno J.G., U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-J: 111–146.
- Kolatschek J., Viehoff T., Eicken H., Nagelsbach E., Alexandrov V., 1995, Ice dynamics in the southwestern Laptev Sea as derived from ERS1 SAR images. *Berichte zur Polarforschung*, 176: 20–24.
- Kollmeyer R.C., 1980, West Greenland outlet glaciers: an inventory of the major iceberg producers. *Cold Regions Science and Technology*, 1 (3–4): 175–181.
- Korotkevič E.S., 1969, Šľfove ledniki. [w:] *Atlas Antarktiki*, t. 2., Leningrad, Gidrometeorologičeskoe Izdatel'stvo: 554–563.

- Koryakin V.S., 1988, *Ledniki Arktiki*. Nauka, Moskva: 160 s.
- Kotjakov V.S. (red.), 1984, *Glyaciologičeskij slovar'*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 528 s.
- Kotljakov V.M., 1985, *Glyaciologija Špicbergena*. Nauka, Moskva: 200 s.
- Krabbill W., Hanna E., Huybrechts P., Abdalati W., Cappelen J., Csatho B., Frederick E., Manizade S., Martin C., Sonntag J., Swift R., Thomas R., Yungel J., 2004, Greenland Ice Sheet: Increased coastal thinning. *Geophysical Research Letters*, 31, L24402, doi: 10.1029GL021533.
- Lake R.A., Walker E.R., 1973, Notes on the oceanography of d'Iberville Fiord. *Arctic*, 26 (3): 222–229.
- Lankauf K.R., 2002, Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku. *IGiPZ PAN, Prace Geograficzne*, 183: 221 s.
- Lefauconnier B., Hagen J.O., 1991, Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard. *Meddelelser Nr. 116, Norsk Polarinstitutt, Oslo*: 130 s.
- Lefauconnier B., Hagen J.O., Rudant J.P., 1994, Flow speed and calving rate of Kongsbreen glacier, Svalbard, using SPOT images. *Polar Research*, 13: 59–65.
- Legrésy B., Wendt A., Tabacco I., Rémy F., Dietrich R., 2004, Influence of tides and tidal current on Mertz Glacier, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 50 (170): 427–435.
- Lieser J.L., Haas Ch., Kern S., 2005, Sea conditions in the Svalbard Region in March/April 2003. Observations during r/v Polarstern cruise ARKTIS XIX/1. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, 504: 1–100.
- Liestøl O., 1973, Glaciological work in 1971. *Norsk Polarinstitutt Årbook 1971*: 67–76.
- Liestøl O., 1993, *Glaciers of Europe – Glaciers of Svalbard, Norway. Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-E-5: 127–151.
- Loeng H., 1991, Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea. *Polar Research*, 10 (1): 5–18.
- Løset S., 1993, Numerical modeling of the temperature distribution in tabular icebergs. *Cold Regions Science and Technology*, 21: 103–115.
- Løset S., Carstens T., 1993, Production of Icebergs and Observed Extreme Drift Speeds in the Barents Sea. The 12th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC), Hamburg, 17-20 August 1993, Volume I: 425–438.
- Løset S., Carstens T., 1996, Sea ice and iceberg observations in the western Barents Sea in 1987. *Cold Regions Science and Technology*, 24: 323–340.
- Løset S., Shkhinek K., Gudmestad O.T., Strass P., Michalenko E., Frederiking R., Kärnä T., 1999, Comparison of the physical environment of some Arctic seas. *Cold Regions Science and Technology*, 29: 201–214.
- Luckman A., Murray T., 2005, Seasonal variation in velocity before retreat of Jacobshavn Isbrae, Greenland. *Geophysical Research Letters*, 32, L08501, doi: 1029/2005GL022519.
- Lundhaug M., 2002, *Sea ice studies in the Northern Sea Route by use of Synthetic Aperture Radar*. Norwegian University of Science and Technology: 223 s.
- Macheret Y.Y., Glazovsky A.F., Dowdeswell J.A., Gorman M.R., 1999, Ice cap volume change on Franz Josef Land during last 40 years. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 35 (2): 103–116.
- MANICE, 2005, *MANICE – Manual of Standard Procedures for Observing and Reporting Ice Conditions*. Canadian Ice Service – Environment Canada.
- Marko J.R., Birch J.R., Wilson M.A., 1982, A study of long-term satellite-tracked iceberg drifts in Baffin Bay and Davis Strait. *Arctic*, 35 (1): 234–240.
- Marshall S.J., Sharp M.J., Burgess D.O., Anslow F.S., 2006, Near-surface-temperature lapse rates on the Prince of Wales Icefield, Ellesmere Island, Canada: implications for regional downscaling of temperature. *International Journal of Climatology*. W druku.

- Marsz A.A., 1987, Brzegi lodowe. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Ossolineum: 120 s.
- Marsz A.A., 1994, Mechanizm funkcjonowania abrazji termicznej w ujemnych temperaturach wody morskiej. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 4: 83–88.
- Marsz A.A., 1996, Procesy kształtujące morfologię brzegów współcześnie rozwijających się fiordów (na przykładzie Horsundu i Zatoki Admiralicji). *Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni*, 3: 83–141.
- Marsz A.A., 1997, Współoddziaływanie klimatyczne między strefą tropikalną a północną częścią strefy umiarkowanej, strefą subarktyczną i arktyczną wzdłuż brzegów zachodniej części Północnego Atlantyku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 167-234.
- Marsz A.A., 2003, Klimatyczny wskaźnik aktywności Prądu Labradorskiego. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 43-58.
- Marsz A.A., 2006, Zmiany pokrywy lodów morskich i lodów szelfowych w Antarktyce (w tym tomie).
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2002, Zagadnienie odtworzenia wartości bilansu Lodowca Hansa (SW Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12: 117–131.
- Maxwell J.B., 1981, Climatic Regions of the Canadian Arctic Islands. *Arctic*, 34 (3): 225–240.
- Mayer C., Reeh N., Jung-Rothenhäusler F., Huybrechts P., Oerter H., 2000, The subglacial cavity and implied dynamics under Nioghalvfjædsfjorden Glacier, NE-Greenland. *Geophysical Research Letters*, 27 (15): 2289–2292.
- McKenna R.F., 2004, Development of iceberg shape characterization for risk to Grand Banks installations. National Research Council Canada, PERD/CHC Report 20-73: 53 s.
- McKenna R.F., 2005, Refinement of iceberg shape characterization for risk to Grand Banks installations. Richard McKenna Report 04-05-01 for Canadian Hydraulic Centre, National Research Council Canada, PERD/CHC Report 20-77: 83 s.
- Meier W., Stroeve J., Fetterer F., Knowles K., 2005, Reductions in Arctic sea ice cover no longer limited to summer. *EOS: Transactions of the American Geophysical Society*, 86: 326–327.
- Melling H., Gratton Y., Ingram G., 2001, Ocean circulation within the North Water Polynya of Baffin Bay. *Atmosphere–Ocean*, 39 (3): 301–325.
- Mercer J.H., 1975, Greenland. [w:] *Mountain glaciers of the Northern Hemisphere*. Vol.2, Hanover (N.H.): 755–808.
- Miller G.H., Bradley R.S., Andrews J.T., 1975, The glaciation level and lowest equilibrium line altitude in the High Canadian Arctic: maps and climatic interpretation. *Arctic and Alpine Research*, 7 (2): 155–168.
- Minnet J.P., Bignani F., Böhm E., Budéus G., Galbraith P.S., Gudmandsen P., Hopkins T.S., Ingram R.G., Johnson M.A., Niebauer H.J., Ramseier R.O., 1997, A Summary of the formation and seasonal progression of the Northeast Water Polynya. *Journal of Marine Systems*, 10: 79–85.
- Mosbech A., Anthonson K.L., Blyth A., Boertmann D., Buch E., Cake D., Grøndahl G., Hansen K.Q., Kapel H., Nielsen S., Nielsen N., Von Platen F., Potter S., Rasch M., 2000, Environmental Oil Spill Sensitivity Atals for the West Greenland Coastal Zone. Ministry of Environmental and Energy, The Danish Energy Agency: 341 s.+ appendix 155 s.,
- Mueller D.R., Vincent W.F., Jeffries M.O., 2003, Break-up of the largest Arctic ice shelf and associated loss of an epishelf lake. *Geophysical Research letters*, 30 (20), 2031, doi: 10.29/2003GL017931.
- Mueller D.R., Vincent W.F., Jeffries M.O., 2006, Environmental gradients, fragmented habitats, and microbiota of a northern ice shelf cryoecosystem. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 38 (4): 593–607.
- Murray T., Strozzi T., Luckman A., Jiskoot H., Christakos P., 2003, Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other regions. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B5), 2237, doi:10.1029/2002JB001906.
- Naumov A.K., 2004, Paspredelenie ajsbergov v rajone Shtokmanskogo gazokondensatnogo mestorozhdeniya i ocenki stolknoiveniya s platformoj. *Trudy AANII*, 449: 140–152.

- Naumov A.K., Skutina E., Zubakin G., 2004, Icebergs of the Barents and Kara Seas. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 6, 00635, Sref-ID: 1607-7962/gra/EGU04-A-00635.
- Newell J.P., 1993, Exceptionally Large Icebergs and Ice Islands in Eastern Canadian Waters: A Review of Sightings from 1900 to present. *Arctic*, 46 (3): 205–211.
- Newfoundland and Labrador Pilot, 1978, N.P. 50, 10 ed. Published by the Hydrographer of the Navy: 443 s.
- Nürnberg D., Kassens H., Haase V., Kunz-Pirrung M., Kosheleva V.A., Musatov E.E., Peregovich B., Siebold M., Thiede R., Thiede J., 1997, The depositional environment of the Laptev Sea. *Berichte zur Polarforschung*, 248: 79–89.
- Nutt D.C., 1966, The drift of ice island WH-5. *Arctic* 19 (3): 244–262.
- Nutt D.C., Coachman L.K., 1963, A note on Ice Island WH-5. *Arctic*, 16 (3): 204–206.
- Oerlemans J., Nick F.M., 2006, Modelling the advance–retreat cycle of a tidewater glacier with simple sediment dynamics. *Global and Planetary Change*, 50: 148–160.
- Pälli A., Moore J.C., Jania J., Głowacki P., 2003, Glacier changes in southern Spitsbergen, Svalbard, 1901–2000. *Annals of Glaciology*, 37: 219–225.
- Paterson W.S.B., 1994, *The physics of glaciers*. 3rd edition, Elsevier Science Ltd., Oxford: 480 s.
- Paterson W.S.B., Koerner R.M., 1974, Radio Echo Sounding on four ice caps in Arctic Canada. *Arctic*, 27 (3): 225–233.
- Pavlov V.K., Pfirman S.L., 1995, Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution. *Deep-Sea Research II*, 42 (6): 1369–1390.
- Pelto M.S., Warren C.R., 1991, Relationship between tidewater glacier calving velocity and water depth at the calving front. *Annales of Glaciology*, 15: 115–118.
- Peterson I.K., 2004, Large tabular icebergs and ice island off Eastern Canada in 2001–2003 and their probable source. *Fisherie and Oceans Canada, Dartmouth, Canada*: 10 s.
- Pfirman S.L., Eicken H., Bauch D., Weeks W.F., 1995, The potential transport of pollutants by Arctic sea ice. *The Science of the Total Environment*, 159: 129–146.
- Post L., von, 1956, The role of Gulf Stream in the prediction of iceberg distribution in the North Atlantic. *Tellus*, 8; 102–111.
- Potinin V.A., Korotkov S.V., Ershtadt T.A., 1989, K voprosu o cirkulyacii vod Barenceva morya. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 64: 110–117.
- Powell R.D., 1984, Glacimarine processes and inductive lithofacies modeling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. *Marine Geology*, 57: 1–52.
- Physical Environment of Eastern Davis Strait and Northeastern Labrador Sea. An overview, 1998, *Mineral Resources Administration for Greenland, Copenhagen*: 34 s.
- Pritchard H., Murray T., Luckman A., Strozzi T., Barr S., 2005, Glacier surge dynamics of Sortebrae, east Greenland, from syntetic aperture radar feature tracking. *Journal of Geophysical research*, 110, F03005, doi: 1029/2004JF000233.
- Reeh N., 1968, On the calving of ice from floating glaciers and ice shelves. *Journal of Glaciology*, 7 (50): 215–232.
- Reeh N., 2004, Holocene climate and fjord glaciations in Northeast Greenland: implications for IRD deposition in the North Atlantic. *Sedimentary Geology*, 165 (3-4): 333–342.
- Reeh N., Mayer Ch., Miller H., Thomsen H.H., Weidick A., 1999, Present and past climate control on fjord glaciations in Greenland: Implications for IRD-deposition in the sea. *Geophysical Research Letters*, 26 (8): 1039–1042, doi.: 1999GL900065.
- Reeh N., Thomsen H.H., Higgins A.K., Weidick A., 2001, Sea ice and the stability of north and northeast Greenland floating glaciers. *Annals of Glaciology*, 33 (1): 474–480.
- Reimnitz E., Eicken H., Martin T., 1995, Multiyear fast ice along Taymyr Peninsula, Siberia. *Arctic*, 48 (4): 359–367.

- Rignot E., Braaten D., Gogineni S.P., Krabill W.B., McConnell J.R., 2004, Rapid ice discharge from southeast Greenland glaciers. *Geophysical Research Letters*, 31, L10401, doi: 10.1029/2004GL019474.
- Rignot E., Buscariet G., Csathó B., Gogineni S., Krabill W., Schmelz M., 2000, Mass balance of the northeast sector of the Greenland ice sheet: a remote-sensing perspective. *Journal of Glaciology*, 46 (153): 265–273.
- Rignot E.J., Gogineni S.P., Krabill W.B., Ekholm S., 1997, North and Northeast Greenland ice discharge from satellite radar interferometry. *Science*, 276: 934–937.
- Rignot E., Kanagaratnam P., 2006, Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet. *Science*, 331: 986–990.
- Rigor I., Colony R., 1997, Sea-ice production and transport of pollutants in the Laptev Sea, 1979–1993. *The Science of the Total Environment*, 202: 89–110.
- Rigor I.G., Wallace J.M., 2004, Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent. *Geophysical Research Letters*, 31, L09401, doi: 1029/GL019492.
- Robe R.Q., 1980, Iceberg drift and deterioration. [w:] Colbeck S.C. (red.) *Dynamics of Snow and Ice Masses*. Academic Press, New York: 211–259.
- Robin G. de Q., 1979, Formation, flow, and disintegration of ice shelves. *Journal of Glaciology*, 24 (90): 259–271.
- Rudels B., 2001, Arctic Basin circulation. [w:] *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, A Harcourt Science and Technology Company: 177–187.
- Sackinger W.M., Jeffries M.O., Lu M.C., Li F.C., 1988, Arctic ice islands. Fairbanks: Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks (US Department of Energy final report AC21-83MC20037: 291+15 s.
- Sackinger W.M., Jeffries M.O., Lu M.C., Li F.C., 1991, Ice island creation, drift, recurrences, mechanical properties, and interactions with arctic offshore oil production structures. Final report. Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks: 34 s.
- Sandven S., Dalen O., Lundhaug M., Kloster K., Alexandrov V.Y., Zaitsev L.V., 2001, Sea ice investigations in the Laptev Sea area in late summer using SAR data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 27 (5): 502–516.
- Savage S.B., Crocker G.B., Sayed M., Carrieres T., 2000, Size distributions of small ice pieces calved from icebergs. *Cold Regions Science and Technology*, 31: 163–172.
- Scambos T.A., Hulbe C., Fahnestock M., Bohlander J., 2000, The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula, *Journal of Glaciology*, 46 (154): 516–530
- Schneider W., Budéus G., 1997, Summary of the Northeast Water Polynya formation and development (Greenland Sea). *Journal of Marine System*, 10: 107–122.
- Serreze M.C., Maslanik J.A., Scambos T.A., Fetterer F., Stroeve J., Knowles K., Fowler C., Drobot S., Barry R.G., Haran T.M., 2003, A record minimum arctic sea ice extent and area in 2002. *Geophysical Research Letters* 30: doi: 10.1029/2002GL016406.
- Severny Ledovity Okean, 1980, Atlas Okeanov, Ministerstwo Oborony SSSR: 185 s.
- Sharov A.I., 2005, Studying changes of ice coasts in the European Arctic. *Geo-Marine Letters*, 25: 153-166.
- Sharov A.I., 2006, Hornbreen and Hambergbreen (South Soitsbergen) in XX–XXI centuries. Joanneum Research Institute of Digital Image Processing (mapa).
- Sharov A.I., Etzold S., 2004, Simple rheological models of European tidewater glaciers from satellite interferometry and altimetry. *Proceedings of the ENVISAT & ERS Symposium*. Salzburg, ESA, 06-10 September 2004, ESA SP-572 (CD). Salzburg, Austria (ESA SP-572, April 2005).
- Sharov A.I., Osokin S.A., 2006, Controlled interferometric models of glacier changes in south Svalbard. *Proc. Fringe 2005 Workshop*, Frascati, Italy, 28. November - 2 December 2005 (ESA SP-610).
- Sharp M., 2005, An observing system for Canadian Arctic ice caps. [w:] *First Cryosphere Theme Workshop 2–4 March 2005*, Kananaskis, Alberta, Canada. IGOS Cryosphere Theme Report.

- Short N.H., Gray A.L., 2005, Glacier velocities in the Canadian High Arctic from RADARSAT-1 speckle tracking. [w:] *The Mass Budget of Arctic Glaciers. Extended abstracts. Workshop*, 13–15 January 2005, Pontresina (Switzerland), IASC Working group on Arctic Glaciology. Institute for Marine and Atmospheric Research, Utrecht University, The Netherlands: 33–37.
- Skogseth R., Haugan P.M., Jakobsson M., 2005, Watermass transformations in Storfjorden. *Continental Shelf Research*, 25: 667–695.
- Smith L.M., Andrews J.T., 2000, Sediment characteristics in iceberg dominated fjords, Kangerlussuaq region, East Greenland. *Sedimentary Geology*, 130 (11–25).
- Smith S.D., 1993, Hindcasting iceberg drift using current profiles and winds. *Cold Regions Science and Technology*, 22: 33–45.
- Smith L.C., Sheng Y., Forster R.R., Steffen K., Frey K.E., Alsdorf D.E., 2003, Melting of small Arctic ice caps observed from ERS scatterometer time series, *Geophysical Research Letters*, 30 (20), doi:10.1029/2003GL017641.
- Smolianitsky V., 2004, Ice conditions. [w:] *Report of the NABOS/CABOS 2004 Expeditions in the Arctic Ocean. IARC Technical Report # 2*: 16–20.
- Solheim A., 1988, Glacial geology of the northern Barents Sea, with emphasis on the surge related and ice proximal depositional environment. *Norsk Polarinstitutt Rapportserie No. 47*: 343 s.
- Stearns L.A., Hamilton G.S., 2006, East Greenland outlet glaciers: from ground and Space. *The Earth Observer*, 18 (3): 8–10.
- Steffen K., Nghiem S.V., Huff R., Neumann G., 2004, The melt anomaly of 2002 on the Greenland Ice Sheet from active and passive microwave satellite observations. *Geophysical Research Letters*, 31 (20), L20402, doi:10.1029/2004GL020444.
- Stoermer S.A., Rudkin P., 2003, Very Large Tabular Icebergs: Iceberg Season. 2002 and the Past. *Mariners Weather Log*, 47 (2): 3–7.
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Fetterer F., Arbetter T., Meier W., Maslanik J., Knowles K., 2005, Tracking the Arctic's shrinking ice cover: Another extreme September minimum in 2004. *Geophysical Research Letters*, 32, L04501, doi:10.1029/2004GL021810.
- Styszyńska A., 2001, Zmiany zlodzenia mórz Barentsa i Genlandzkiego w świetle zmian wskaźnika intensywności Prądu Labradorzkiego (1972-1994). Wstępne wyniki analizy. *Problemy Klimatologii Polarnej* 11; 93–104.
- Styszyńska A., 2004, O wpływie stanu termicznego Atlantyku Północnego na współczesny bilans niektórych lodowców Spitsbergenu. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 200: 343–354.
- Sugden D.E., John B.S., 1976, *Glaciers and Landscape, a geomorphological approach*. New York, John Wiley: 376 s.
- Svendsen H., Beszczynska-Moller A., Hagen J.O., Lefauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Orbaek J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Winther J.G., Dallmann W., 2002, The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Research*, 21 (1): 133–166.
- Syvitski J.P.M., Burrell D.C., Skei J.M., 1987, *Fjords: Processes and Products*. Springer, New York: 379 s.
- Syvitski J.P.M., Andrews J.T., Dowdeswell J.A., 1996, Sediment deposition in an iceberg-dominated glacial-marine environment, East Greenland: basin fill implications. *Global and Planetary Change*, 12: 251–270.
- Syvitski J.P.M., Schafer C.T., 1985, *Sedimentology of Arctic Fjords Experiment (SAFE): Project Introduction*. *Arctic*, 38 (4): 264–270.
- Špajkher A.O., Belyakov L.N., 1973, Nekotorye rezultaty okeanografičeskikh issledovanij amerikanskikh drefujuščikh stancij v Amerazijskom subbassejne. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 41: 91–98.
- Szupryczyński J., 1968, Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. *IG PAN, Prace Geograficzne*, 71: 128 s.

- Thomas R., Frederick E., Krabill W., Manizade S., Martin C., 2006, Progressive increase in ice loss from Greenland. *Geophysical Research Letters*, 33, L10503, doi: 10.1029/2006/GL026075.
- Thomsen H.H., Reeh N., Olesen O.B., Bøggild C.E., Starzer W., Weidick A., Higgins A.K., 1997, The Nioghalvfjærdsfjorden glacier project, North-East Greenland: a study of ice sheet response to climatic change. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 176: 95–103.
- Troitsky L.S., Singer E.M., Koryakin V.S., Markin V.A., Mikhailov V.I., 1975, *Oledenienie Špicbergena (Svalbarda)*. Izdatel'stvo Nauka, Moskva: 276 s.
- UNEP/GRID-Arendal Maps and Graphics Library. Jakobshavn Isbrae and its ice fjord, showing locations of the calving ice front in years from 1851 to 2006, together with flow velocity observations. (June 2007). from <http://maps.grida.no/go/graphic/jakobshavn-isbrae-and-its-ice-fjord-showing-locations-of-the-calving-ice-front-in-years-from-1851-to-2006-together-with-flow-velocity-observations>.
- Valeur H.H., Hansen C., Hansen K.Q., Rasmussen L., Thingvad N., 1996, Wather, sea and ice conditions in Eastern Baffin Bay, offshore Northwest Greenland. Mineral resources Administration for Greenland. Technical Report, 96–12: 36 s.
- Van der Veen C.J., 1996, Tidewater glacier. *Journal of Glaciology*, 42 (141): 375–385.
- Veitch B., Daley C., 2000, Iceberg evolution modeling a background study. National Research Council Canada, PERD/CHC Report 20-53: 49+14 s.
- Vieli A., Funk M., Blatter H., 2000, Tidewater glaciers: frontal flow acceleration basal sliding. *Journal of Glaciology*, 31 (1): 217–221.
- Viens R.J., 2001, Late Holocene climate change and calving glacier fluctuations along the southwestern margin of the Stikine Icefield, Alaska, University of Washington, PhD Dissertation: 160 s.
- Vincent W.F., Gibson J.A.E., Jeffries M.O., 2001, Ice-shelf collapse, climate change, and habitat loss in the Canadian high Arctic. *Polar Record*, 37 (201): 133–142.
- Vinje T., 1985, The physical environment, Western Barents Sea. Drift, composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents Sea. *Norsk Polarinstitutt Skrifter no 179c*: 26 s.
- Wang L., Sharp M.J., Rivard B., Marshall S., Burgess D., 2005, Melting season duration on Canadian ice caps, 2000–2004. *Geophysical Research Letters*, 32, L19502, doi:10.1029/2005GL023962
- Weidick A., 1995, Greenland. [w:] *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*. [ed.] Williams R.S., Ferrigno J.G., U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-C: 153 s.
- Weidick A., Mikkelsen N., Mayer C., Podlech S., 2004, Jakobshavn Isbræ, West Greenland: the 2002–2003 collapse and nomination for the UNESCO World Heritage List. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 4: 85–88.
- White F.M., Spaulding M.L., Gominho L., 1980, Theoretical Estimates of the Various Mechanisms Involved in Iceberg Deterioration in the Open Ocean Environment. U. S. Coast Guard Research and Development Report, CG-D-62-80: 126 s.
- Williams R.S., Ferrigno J.G., 2002, Introduction. [w:] *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: Glaciers of North America, Glaciers of Canada*. [ed.] Williams R.S. jr., Ferrigno J.G., U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-J: 1–26.
- Williams M., Dowdeswell J.A., 2001, Historical fluctuations of the Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya, Russian High Arctic. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 33 (2): 211–222.
- WMO Sea -ice nomenclature, 1970, WMO/OMM/BMO – No. 259.TP.145, Secretariat of the World Meteorological Organization: 147 s.
- World Glacier Inventory, 2005, National Snow and Data Center, World Glacier Monitoring Service, World Data Center for Glaciology, Boulder; http://nsidc.org/data/docs/noaa/g01130_glacier_inventory/
- Zakrzewski W., 1983, *Lody na morzach*. Wydawnictwo Morskie, Gdańsk: 313 s.

- Zeeberg J.; Forman S.L., 2001, Changes in glacier extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century. *The Holocene*, 11 (2): 161–175.
- Zhang X., Vincent L.A., Hogg W.D., Niitsoo A., 2000, Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-Ocean*, 38: 395–429.
- Ziaja W., 2005, Dynamika krajobrazu przesmyku lądowego między Sørkapplandem a resztą Spitsbergenu. [w:] *Funkcjonowanie obszarów polarnych oraz jego współczesne i reliktowe cechy w krajobrazach*. XXXI Sympozjum Polarne, Kielce: 158–161.
- Ziaja W., Ostafin K., 2005, Dynamika krajobrazu przesmyku lądowego między Sørkapplandem a resztą Spitsbergenu. *Polish Polar Studies*, XXXI Sympozjum Polarne, Kielce: 218–225.
- Zwally H.J., Abdalati W., Herring T., Larson K., Saba J., Steffen K., 2002, Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*, 297: 218–222.
- Zwally H.J., Giovinetto M.B., Li J., Cornejo H.G., Beckley M.A., Brenner A.C., Saba J.L., Yi D., 2005, Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002. *Journal of Glaciology*, 51 (175): 509–527.