



Piotr ZAGÓRSKI
Marian HARASIMIUK
Waldemar JEZIEFSKI

Ewolucja i współczesne wykształcenie wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)

WSTĘP

Ewolucję strefy nadmorskiej obszarów polarnych, będącą efektem oddziaływania procesów litoralnych, glacialnych, fluwioglacialnych i fluwialnych, można rozpatrywać pod względem: morfometrycznym, stratygraficznym, litologicznym i morfodynamicznym. Taki właśnie charakter miały i mają badania wybrzeży NW części Ziemi Wedela Jarlsberga, które rozpoczęto podczas I Wyprawy Polarnej UMCS na Spitsbergen w 1986 roku. W czasie pierwszych Wypraw (koniec lat 80-tych, początek 90-tych) opracowano wykształcenie i typy wybrzeży południowego obramowania Bellsundu oraz zwrócono uwagę na ich współczesną dynamikę (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski 1988, 1992, Harasimiuk, Król 1992, Jezierski 1992). Do głównych zadań badawczych należały również prace z zakresu geomorfologii i paleogeografii równin nadmorskich (np. Pękala, Reder 1989, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1988, 1990, Szczęsny 1987, Szczęsny i in. 1989). Problem współczesnego rozwoju rzeźby litoralnej ponownie podjęto w 1995 roku podczas X Wyprawy Polarnej UMCS. Zwrócono między innymi uwagę na znaczenie stanowisk archeologicznych w ocenie przemian strefy litoralnej w czasach historycznych oraz na zagadnienia tempa agradacji i degradacji strefy brzegowej pod wpływem czynników morskich (falowanie, prądy przybrzeżne) oraz lodu brzegowego i dryftowego (Jasinski, Zagórski 1996, Jasinski i in. 1997, Zagórski 1996). Począwszy od 2000 roku prowadzone są obserwacje i rejestracje zmiany linii brzegowej na odcinku od Skilviki po Josephbukę przy użyciu odbiorników globalnego pozycjonowania GPS, natomiast dane przetwarzane są w oparciu o Systemy Informacji Geograficznej GIS (Zagórski, Sękowski 2000, Zagórski 2002ab, 2005).

WYKSZTAŁCENIE STREFY LITORALNEJ

Badaniami objęto wybrzeże o długości 66 km od doliny Dunder po wschodnie wybrzeże fiordu Recherche (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991, Zagórski 2002a, 2004a). Charakteryzuje się ono prze-

miennym występowaniem odcinków abrazyjnych i akumulacyjnych (zał. 1). Ich przestrzenne rozmieszczenie i wykształcenie zależą głównie od budowy geologicznej podłoża oraz ekspozycji na falowanie.

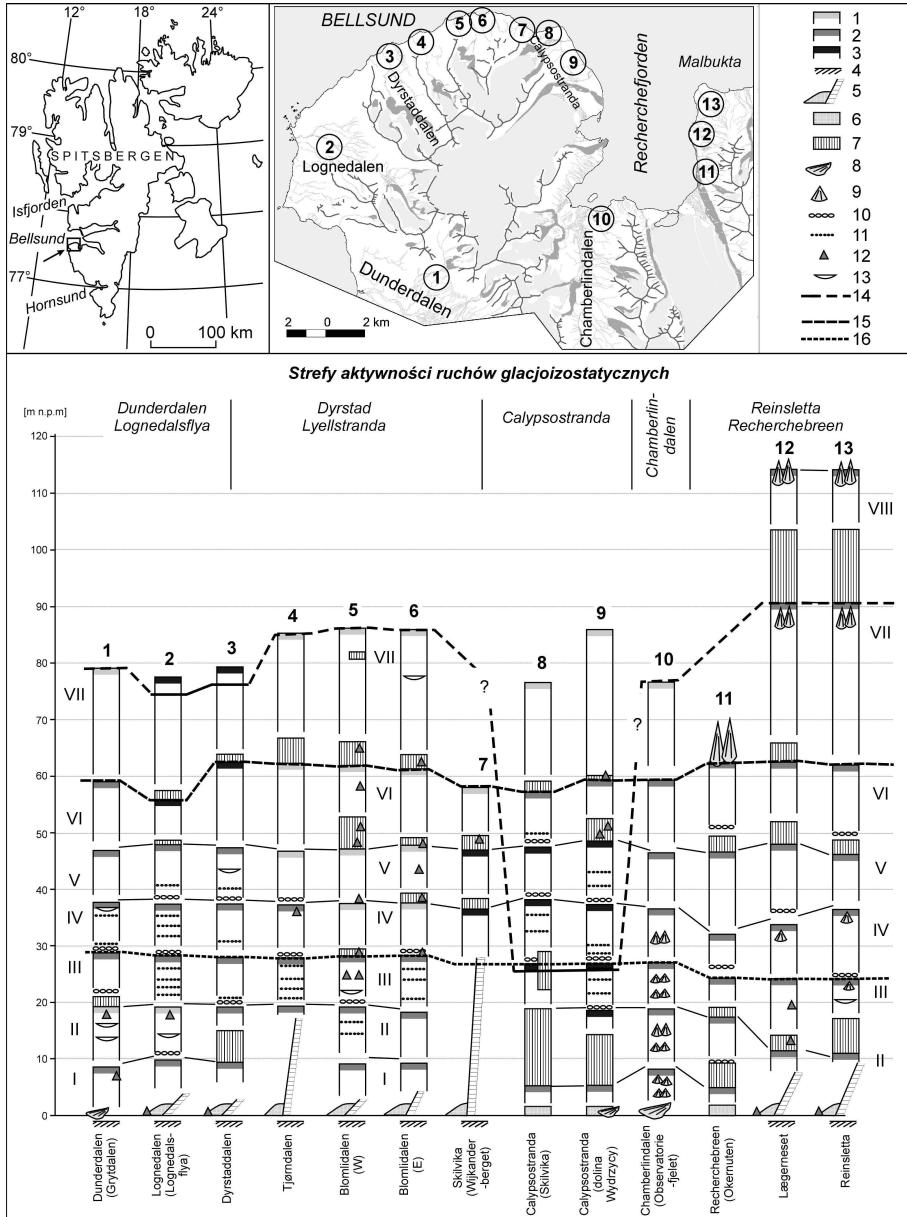
Badane wybrzeże na odcinku od Beisodden (zátoka Dunder) po Kvitfiskpynten i od Klokkeodden (dolina Logne) po Renardodden oraz od Lægerneset do Linenes (wschodnie wybrzeże fiordu Recherche), ma charakter abrazyjny. Klify, dochodzące nawet do 40 m wysokości, rozwinęły się w obrębie różnych formacji skalnego podłoża, jak również w rejonach występowania plejstocenijskich osadów akumulacyjnych budujących podniesione terasy morskie. Tak zwany „zębaty brzeg abrazyjny” tworzą na przemian występujące zatoki i przylądki na przedłużeniu, których występują bardzo często ostańce skalne - szkiery (Harasimiuk, Jezierski 1988). W rejonie zatok pojawiają się wąskie żwirowo-piaszczyste plaże w formie wału sztormowego. Prawie pionowe, urwiste krawędzie ulegają wietrzeniu oraz procesom ruchów masowych (obrywy, odpadanie). W rejonach, związanych z występowaniem klifów, rozwinętych w utworach trzeciorzędowych i plejstocenijskich, zachodzą również intensywne procesy soliflukcyjne (np. klif zatoki Skilvika).

Obszary akumulacji deltowej występują w nielicznych miejscach (zał. 1). Są one związane z akumulacją materiału transportowanego przez wody rzek lodowcowych, proglacialnych i proniwalnych. Silny wpływ falowania oraz prądy przybrzeżne uniemożliwiają jednak tworzenie się delt w pełni rozwiniętych. Jedynie w tej części fiordu Recherche, gdzie nie zaznacza się bezpośrednio oddziaływanie falowania morskiego, np. u wylotu doliny Chamberlin, dochodzi do intensywnej akumulacji deltowej i rozwoju rozległej równi pływowej (zał. 1).

Drugi rozpatrywany typ wybrzeży - akumulacyjny, występuje przede wszystkim w zachodniej części w pobliżu rozległych dolin Dunder i Logne, wzdłuż Calypsostrandy oraz w zachodniej i południowej części fiordu Recherche (Harasimiuk, Jezierski 1991, Zagórski 2002a, 2004a). Obecnie powstają tu wały sztormowe (nadbudowywane i przekształcane) nakładające się bardzo często na formy starsze, stanowiące część terasy najniższej (2-8 m n.p.m.).

Dominującym elementem rzeźby strefy litoralnej NW części Ziemi Wedela Jarlsberga są podniesione terasy morskie, wykształcone w postaci systemu plejstocenijskich i holocenijskich stopni abrazyjno-akumulacyjnych, nadbudowanych niekiedy miąższą serią osadów różnej genezy. Szerokość tej strefy jest zróżnicowana od kilku kilometrów w partiach osiowych dolin do kilkudziesięciu metrów na przedłużeniu grzbietów górskich dochodzących do morza. Wyróżniono następujące poziomy teras morskich (Zagórski 2002a, 2004b) (ryc. 1):

(1) **terasa I** - 2-8 m n.p.m. - głównie akumulacyjna, na pewnych odcinkach silnie zredukowana lub nadbudowana osadami innej genezy, można ją korelować z tzw. poziomem plażowym A (*beach level A*), występującym wzdłuż zachodniego wybrzeża Spitsbergenu (Landvik i in. 1998);



Ryc. 1. Zestawienie wysokości i profili geologicznych podniesionych teras morskich południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zagórski 2002a, 2004b):

1- platforma abrazyjna, 2- platforma abrazyjno-akumulacyjna, 3- terasa akumulacyjna, 4- współczesna platforma abrazyjna, 5- współczesny klif morski z wałem sztormowym, 6- współczesny wał sztormowy, 7- krawędzie teras (klify morskie), 8- równie pływowe, delty, 9- stożki napływowe, 10- główne recesyjne wały sztormowe, 11- recesyjne wały sztormowe, 12- skałki ostańcowe (szkiery, paleoszkier), 13- zagłębienia z jeziorami, 14- przedvistuliański zalew morski, 15- poziom morza około 12 ka BP, 16- poziom morza około 10-9 ka BP.

- (2) **terasa II** - 10-20 m n.p.m. (lokalnie 7-12 m) - wykazuje duże zróżnicowanie morfologiczne i przestrzenne, ma charakter głównie platformy abrazyjno-akumulacyjnej;
- (3) **terasa III** - 22-30 m n.p.m. (lokalnie 17-25 m) - występuje niemal na całej długości wybrzeża południowego obramowania Bellsundu, ma charakter zarówno skalnej powierzchni abrazyjnej z cienką pokrywą osadową i paleoszkierami, jak też jest formą akumulacyjną;
- (4) **terasa IV** - 30-40 m n.p.m. (lokalnie 27-35 m) - występuje wzdłuż całego wybrzeża przeważnie w formie powierzchni akumulacyjnej i abrazyjno-akumulacyjnej oraz na pewnych odcinkach jako platforma abrazyjna, w wielu rejonach ma ona charakter powierzchni poligenetycznej o zróżnicowanej budowie i wykształceniu litologicznym;
- (5) **terasa V** - 40-50 m n.p.m. (lokalnie 37-50 m) - występuje niemal na całym obszarze badań, wykształcona jest przeważnie jako platforma abrazyjno-akumulacyjna i abrazyjna, można ją korelować z poziomem plażowym B (*beach level B*) opisanym w NW części Bellsundu (Landvik i in. 1998);
- (6) **terasa VI** - 50-65 m n.p.m. (lokalnie 55-65 m) - występuje wzdłuż całego badanego wybrzeża wchodząc w obręb wszystkich dolin i bardzo często zamyka je wyraźny klif, jest zróżnicowana morfologicznie i litologicznie;
- (7) **terasa VII** - 70-85 m n.p.m. (lokalnie do 95 m) - występuje wzdłuż całego badanego obszaru i tworzy obecnie współczesne dna większości dolin, generalnie jest powierzchnią abrazyjną wykazującą ślady przekształcania glacialnego, ale występuje również jako abrazyjno-akumulacyjna z serią osadów różnej genezy;
- (8) **terasa VIII** - 105-120 m n.p.m. - została wydzielona tylko w rejonie Reinsletty na wschodnim wybrzeżu fiordu Recherche i ma charakter platformy abrazyjno-akumulacyjnej. A.Marcinkiewicz (1961) zaliczył tę powierzchnię do terasy VI (90-130 m).

EWOLUCJA WYBRZEŻY W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE I HOLOCENIE

Modelowanie wszelkich zmian w strefie kontaktu morze-łąd w istotny sposób odzwierciedla wewnętrzną dynamikę i sprzężenia zwrotne atmosfery, kriosfery i hydrosfery. Efektem pośrednim wynikającym z tzw. cykli glacialno-interglacialnych są długookresowe zmiany poziomu morza: eustatyczne i izostatyczne. Bezpośrednim ich efektem są podniesione terasy morskie. Na rozwój rzeźby wybrzeży Spitsbergenu miały również wpływ okresy awansów lodowców oraz rozwój lodów pokrywowych Morza Barentsa w późnym plejstocenie (Landvik i in. 1998, Mangerud i in. 1998).

Powstanie i wiek wyżej występujących obecnie poziomów abrazyjnych (terasy VII, VIII) jest trudne do określenia ze względu na brak lub szczątkowe występowanie na ich powierzchni osadów akumulacyjnych. Ich powierzchnie wykazują również ślady wyraźnego przemodelowania glacialnego oraz peryglacialnego, stąd wnioski o ich wieku przed vistuliańskim. Niższe poziomy teras (30-50 m n.p.m.) o charakterze abrazyjno-akumulacyjnym i akumulacyjnym, zbudowane są z osadów zróżnicowanych pod względem genetycznym i stratygraficznym (Troitsky i in. 1979, Pękala,

Reder 1989, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Landvik i in. 1992, Zagórski 2002a). Wskazuje to na wieloetapowość rozwoju tych powierzchni w późnym plejstocenie, kiedy to okresy zalewów morskich przeplatały się z awansami lodowców. Lodowce natomiast silnie przemodelowały i przekształcały istniejący układ wybrzeża poprzez egzarację oraz akumulację osadów morenowych (Landvik i in. 1992). Obecny obraz rzeźby NW części Ziemi Wedela Jarlsberga ukształtował się w głównej mierze w schyłkowej części vistulianu, kiedy to nastąpiły, wywołane impulsem izostatycznym (recesja lodowców), intensywne ruchy podnoszące, na które nałożyły się globalne zmiany eustatyczne. Relatywna krzywa zmian poziomu morza dla obszaru NW części Ziemi Wedela Jarlsberga, charakteryzująca się w późnym vistulianie dużą amplitudą wzrostu, w okresie holocenu nie wykazywała już tak drastycznych wahań (Salvigsen i in. 1991, Landvik i in. 1998). Jakkolwiek, niewielkie zmiany poziomu morza, związane najprawdopodobniej z glaciostazją, które nastąpiły w okresie Małej Epoki Lodowej, zaznaczyły się intensyfikacją procesów abrazyjnych. Pośrednio niszczeniu podlegały i obecnie podlegają występujące licznie na obrzeżeniu Bellsundu stanowiska archeologiczne, które, w powiązaniu z badaniami współczesnej dynamiki wybrzeża, umożliwiają odtworzenie rozwoju strefy brzegowej w czasach historycznych (Jasinski, Zagórski 1996).

WSPÓŁCZESNE PRZEKSZTAŁCANIE STREFY LITORALNEJ

Do najważniejszych czynników wpływających na przekształcanie strefy litoralnej należą procesy morskie (falowanie, pływy i prądy przybrzeżne). W obrębie strefy brzegowej często ich działanie jest potęgowane przez procesy fluwialne, glacialne oraz ruchy masowe. Na Spitsbergenie do najbardziej efektywnych należy falowanie wiatrowe. Uzależnione jest ono od prędkości i czasu działania wiatru, a także od długości rozbiegu fali - układ i topografia fiordów (Marsz 1996).

Niszczący wpływ falowania szczególnie wyraźnie zaznacza się w przypadku brzegów klifowych, które stanowią aż 46,4 %. Przykładem jest rejon Skilviki, gdzie rozwój klifu jest dodatkowo predysponowany występowaniem węglonośnych utworów trzeciorzędowych, wypełniających rów tektoniczny (Birkenmajer 2004). Natomiast u podnóża klifu powstaje platforma abrazyjna, wyprątana z osadów poprzez falowanie i w miarę cofania się klifu rozszerzająca się (Harasimiuk 1987, Zagórski 2004a).

Procesy morskie odgrywają również istotną rolę w tworzeniu wybrzeży akumulacyjnych, zajmujących jedynie około 16%. Zlokalizowane są one wzdłuż brzegów Calypsostrandy i fragmentarycznie w głębi fiordu Recherche w rejonie Snatcherpynten i Tomtodden oraz na przedpolach lodowców Renarda, Recherche i Antonia (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski, 1988, 1991, Zagórski 2002a) (zał. 1). Szczególnie silna depozycja materiału miała miejsce między ujściem rzeki lodowca Scotta a Renardodden, potęgowana przez lokalny układ prądów przybrzeżnych, przemieszczających materiał w postaci potoków rumowiskowych (zał. 1). Zwiększenie dostawy materiału w okresie Małej Epoki Lodowej przez rzekę lodowca Scotta oraz

występowanie w rejonie największego załamania wybrzeża (Renardodden), strefy zbieżności (konwergencji) prądów przybrzeżnych, spowodowało osłabienie tempa abrazji i przewagę akumulacji. Jednak głównym obecnie czynnikiem, powodującym przekształcanie tej części wybrzeża, jest falowanie sztormowe, które sprzyja redepozycji materiału i ścinaniu starych wałów sztormowych od strony północnej. Dodatkową przyczyną zmian w tej części wybrzeża Calypsostrandy może być również zmiana kąta podejścia fal do brzegu oraz zmiana geometrii Skilviki, wywołana cofaniem się klifów wzdłuż uskoku tektonicznego (Harasimiuk 1987).

Obszar wybrzeża akumulacyjnego, położony między rzeką Scotta i Pocockodden, uznany został za odcinek stosunkowo stabilny, gdzie wspomniany wcześniej prąd przybrzeżny o kierunku północno-zachodnim ma charakter nasycony, a cała jego energia powoduje tylko przemieszczanie osadu wzdłuż brzegu (Harasimiuk 1987). Obserwacje i pomiary zmian linii brzegowej, wykonane przy użyciu odbiorników GPS w czasie wypraw polarnych w latach 2000, 2005 i 2006, przy spokojnych warunkach meteorologicznych, wskazują na powolne narastanie nowego żwirowego wału. Jednak, pojawiające się silne warunki sztormowe powodowały cofnięcie się wybrzeża o kilka metrów i powrót do stanu poprzedniego. Zestawienie i porównywanie wieloletnich obserwacji linii brzegowej, prowadzone w oparciu o punkty reperowe oraz pomiary GPS, wskazują na stopniową zmianę geometrii wybrzeża (Zagórski 2002a, 2004a). Istotne znaczenie, przyspieszające te zmiany, mają pojawiające się jesienno-zimowe sztormy o rozmiarach ekstremalnych (szczególnie 1992/1993) (Rodzik, Wiktorowicz 1996). W pobliżu stacji w Calypsobyen nastąpiło wówczas ponad dziesięciometrowe cofnięcie się linii brzegu oraz nadbudowanie powierzchni wału sztormowego pokrywami żwirowymi, żwirowo-piaszczystymi oraz roślinnymi (Zagórski 1996). W kolejnych latach nie obserwowano już tak gwałtownych zmian, natomiast następowało stopniowe odbudowywanie zniszczonej powierzchni. Ważnym elementem jest również występowanie lodu brzegowego (Jeziarski 1992, Zagórski 2001, 2004a). Szybkie jego narastanie skutecznie chroni brzeg przed niszczącym działaniem falowania. Podobnie, jego długie występowanie w okresie wiosenno-letnim hamuje przekształcanie strefy brzegowej.

Istotny wpływ na współczesny kształt wybrzeża mają, współdziałające z morskimi, procesy fluwialne i fluwioglacjalne. Ich rola wiąże się przede wszystkim z dostarczaniem do strefy litoralnej materiału terygenicznego (Harasimiuk, Król 1992). Przewaga dostawy materiału nad możliwościami usuwania przez falowanie i przemieszczania wzdłuż brzegowego, prowadzi do postępującej agradacji wybrzeża. Taka sytuacja miała miejsce między innymi w przypadku rozległych stożków sandrowych po dystalnej stronie wałów morenowych lodowca Renarda. Powstała lekko pochylona powierzchnia o półkolistym zarysie. Obecnie, w wyniku recesji lodowca Renarda i zaniku zasilania fluwioglacjalnego stały się formami martwymi. Zanik dostawy materiału lądowego spowodował wzrost aktywności procesów morskich, które w efekcie spowodowały utworzenie żwirowego wału,

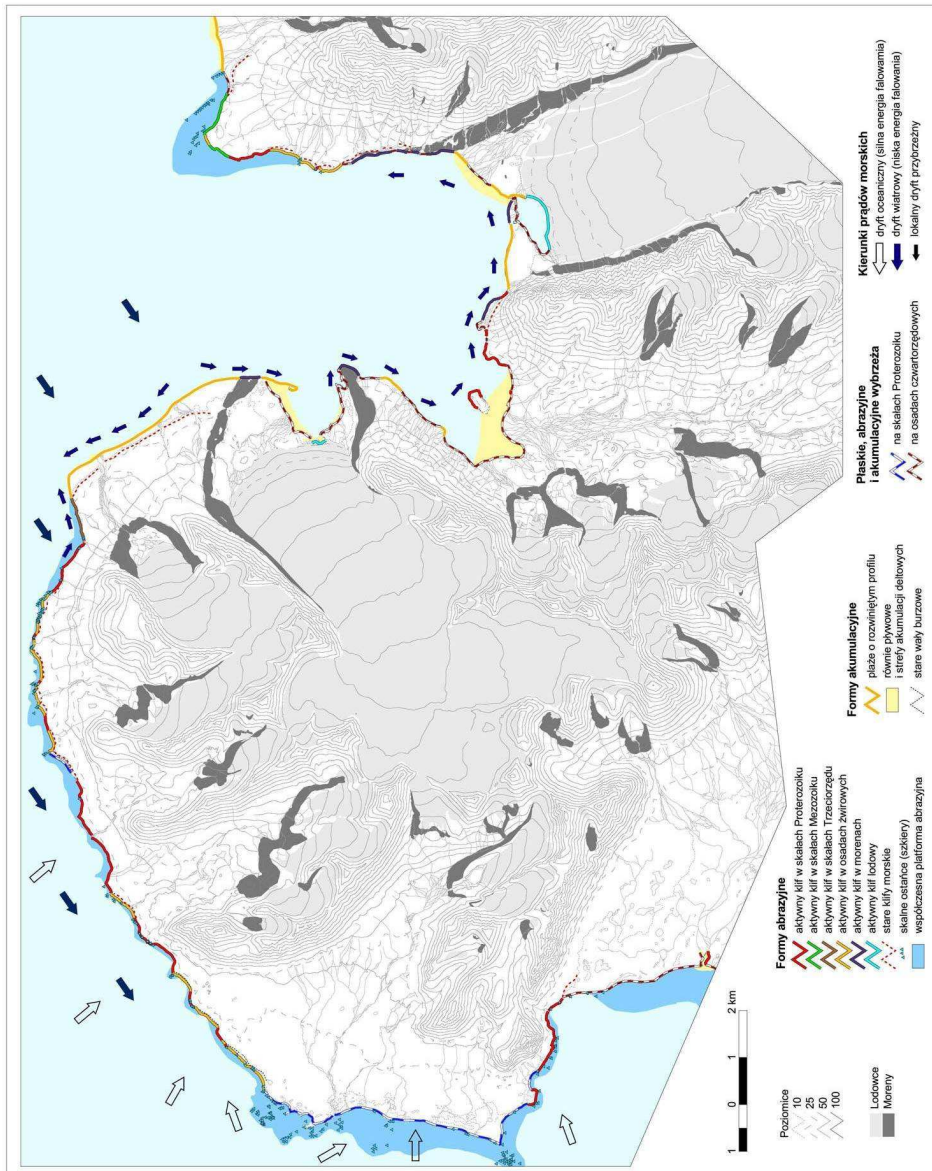
który znacznie zahamował niszczenie stożka (Harasiuniuk 1987, Zagórski 2004a).

Geometria Bellsundu i uchodzącego do niego fiordu Recherche wpływają na występowanie lokalnych prądów przybrzeżnych. Dla przykładu, w rejonie Pocockoden wyróżnia się dwa prądy przybrzeżne, z których jeden płynie ku północo-zachodowi, a drugi na południe (Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991). Ten drugi, zasilany w materiał z niszczenia stożków fluwioglacjalnych lodowca Renarda, wpływa na powstanie i przekształcanie mierzei rozwijającej się w cieniu występu brzegu - wału morenowego lodowca Renarda (zał. 1). Potok rumowiskowy, napotykający na tego typu załamanie wybrzeża, zmniejsza swoją prędkość. Następująca refrakcja fal znacznie osłabia zdolność transportową i ułatwia akumulację i narastanie mierzei. Jej rozwój był również predysponowany występowaniem osadów glacialnych strefy marginalnej lodowca Renarda.

LITERATURA

- BIRKENMAJER K., 2004: *Caledonian basement in NW Wedel Jarlsberg Land south of Bellsund, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 25, 1, 3-26.
- HARASIMIUK M., 1987: *Współczesny rozwój wybrzeży południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 99-102.
- HARASIMIUK M., JEZIERSKI W., 1988: *Typy wybrzeży południowego Bellsundu*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 173-181.
- HARASIMIUK M., JEZIERSKI W., 1991: *Types of coasts of south Bellsund (West Spitsbergen) and tendency of their evolution*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 17-22.
- HARASIMIUK M., KRÓL T., 1992: *The dynamics of morphogenetic and sedimentary processes in the estuary segments of river valleys in the Recherche Fjord (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 59-66.
- JASINSKI M.E., ZAGÓRSKI P., 1996: *Significance of archaeological sites for estimating coastal plain development in the Renardodden area, Bellsund, Spitsbergen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 35-41.
- JASINSKI M.E., REPELEWSKA-PEKALOWA J., PEKALA K., 1997: *The role of archaeological localities in the estimation of geodynamic processes of Recherche Fjord coastal zone (Bellsund, Spitsbergen-Svalbard)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 101-106.
- JEZIERSKI W., 1992: *Spatial changeability of dynamics of marine sediment processes in Calypsostranda region (Recherche Fjord, Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 67-72.
- KRAWCZYK A., REDER J., 1989: *Pozostałości osadnictwa sezonowego w północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 131-146.
- LANDVIK J.Y., BOLSTAD M., LYCKE A.K., MANGERUD J., SEJRUP H.P., 1992: *Weichselian stratigraphy and paleoenvironments at Bellsund, western Svalbard*. Boreas, 21, 335-358.
- LANDVIK J.Y., BONDEVIK S., ELVERHØI A., FJELDSKAAR W., MANGERUD J., SALVIGSEN O., SIEGERT M.J., SVENDSEN J-I., VORREN T.O., 1998: *The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: ice sheet extent and configuration*. Quaternary Science Reviews, 17, 43-75.

- MANGERUD J., DOKKEN T., HEBBELN D., HEGGEN B., INGÓLFSSON Ó., LANDVIK J.Y., MEJDAHL V., SVENDSEN J.I., VORREN T.O., 1998: *Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the last 150 000 years*. Quaternary Science Reviews, 17, 11-42.
- MARCINKIEWICZ A., 1961: *Podniesione terasy nadmorskie południowego wybrzeża Bellsundu i fiordu Van Keulena między lodowcami Recherche i Hessa (Zachodni Spitsbergen)*. Biuletyn Geologiczny UW, 1, 1, 93-103.
- PEKALA K., REDER J., 1989: *Rzeźba i osady czwartorzędowe Dyrstaddalen i Lognedalen (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 159-169.
- PEKALA K., REPELEWSKA-PEKALOWA J., 1988: *Główne rysy rzeźby i osady czwartorzędowe doliny Chamberlin (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 161-172.
- PEKALA K., REPELEWSKA-PEKALOWA J., 1990: *Relief and stratigraphy of Quaternary deposits in the region of Recherche Fjord and southern Bellsund (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9-20.
- RODZIK J., WIKTOROWICZ S., 1996: *Shore ice of Hornsund Fjord in the area of the Polish Polar Station in Spitsbergen during the 1992/1993 winter*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 191-195.
- SALVIGSEN O., ELGERSMA A., LANDVIK J.Y., 1991: *Radiocarbon dated raised beaches in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, Svalbard*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9-16.
- SZCZĘSNY R., 1987: *Late Quaternary evolution of the Tjørn Valley, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 8, 3, 243-250.
- SZCZĘSNY R., DZIERŻEK J., HARASIMIUK H., NITYCHORUK J., PEKALA K., REPELEWSKA-PEKALOWA J., 1989: *Photogeological map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen), scale 1: 10 000*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- TROITSKY L.S., PUNNING J.-M., HÜTT G., RAJAMÄE R., 1979: *Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen*. Boreas, 8, 4, 401-407.
- ZAGÓRSKI P., 1996: *Effect of sea activity and the role of snow banks in the development of Calypsostranda coastal zone (Bellsund, Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 201-211.
- ZAGÓRSKI P., 2002a: *Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Rozprawa doktorska, Zakład Geomorfologii, Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin.
- ZAGÓRSKI P., 2002b: *Zastosowanie zdjęć lotniczych w opracowaniu ortofotomapy i cyfrowego modelu terenu dla NW Ziemi Wedela-Jarlsberga*. XXVIII Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Streszczenia, Poznań, 108-110.
- ZAGÓRSKI P., 2004a: *Czynniki morfogenetyczne kształtujące strefę brzegową w okolicach Calypsoyben (Bellsund, Spitsbergen)*. Annales UMCS, sec. B, 59, 63-82.
- ZAGÓRSKI P., 2004b: *Wpływ tektoniki i litologii podłoża na ukształtowanie podniesionych teras morskich NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. 53 Zjazd PTG „Badania geograficzne w poznaniu środowiska”, 24-27 czerwca, Lublin, 248-252.
- ZAGÓRSKI P. 2005: *NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard, Norway)*. Orthophotomap 1:25 000, [ed.] K.Pekala. and H.F.Aas.
- ZAGÓRSKI P., SĘKOWSKI M., 2000: *Using the GPS receivers in geographic researches during XIV UMCS Arctic Expedition*. Polish Polar Study, XXVII Sympozjum Polarne, Toruń, 383-384.



Zał. 1. Typy wybrzeży NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991, uzupełnione - Zagórski 2002a)