

**Piotr Zagórski**

Zakład Geomorfologii  
Instytut Nauk o Ziemi  
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej  
Lublin

**WPLYW LODOWCÓW NA PRZEKSZTAŁCENIE  
WYBRZEŻY NW CZĘŚCI ZIEMI WEDELA JARLSBERGE  
(SPITSBERGEN) W PÓŻNYM PLEJSTOCENIE  
I HOLOCENIE**

**THE INFLUENCE OF GLACIERS ON TRANSFORMATION  
OF THE COAST OF NW PART OF WEDEL JARLSBERG  
LAND (SPITSBERGEN) IN LATE PLEISTOCENE  
AND HOLOCENE**

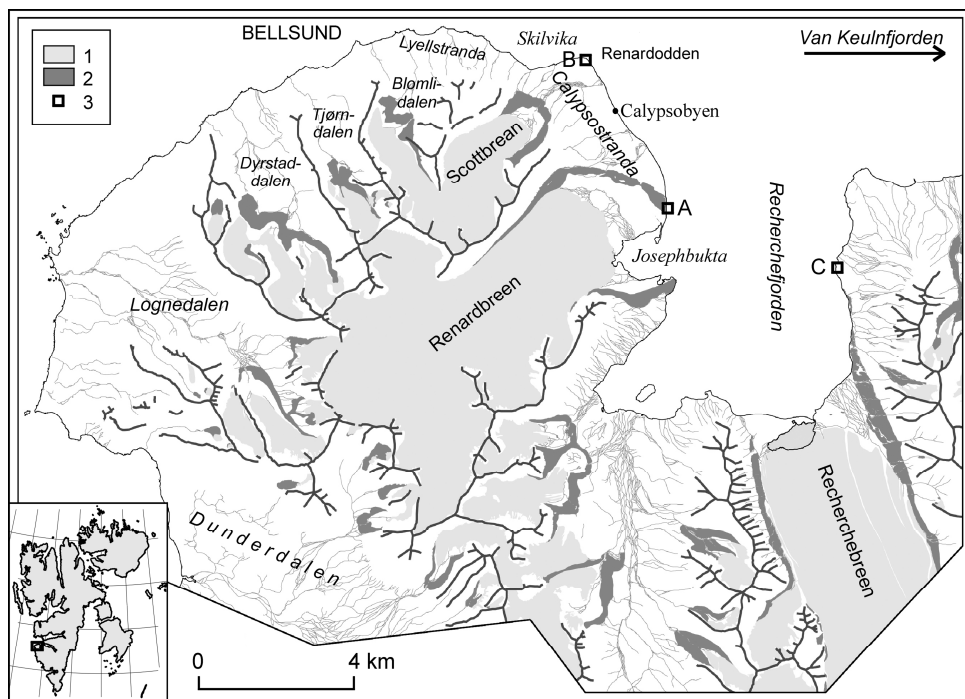
**Zarys treści:** W artykule zawarto wyniki badań przeprowadzonych na wybrzeżu północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberge na Spitsbergenie. Ich celem było określenie tempa oraz intensywności przekształcania się strefy brzegowej. Wykazano, że zależą one przede wszystkim od charakteru rozwijających się pokryw lodowych i ich deglacji. Stwierdzono też, że zasadnicze przemodelowanie strefy brzegowej miało miejsce w czasie zlodowaceń o charakterze ponadregionalnym. Nie bez znaczenia dla brzegów południowego obramowania Bellsundu były również epizody glacialne holocenu, niekiedy o charakterze szarzy. Dotyczy to wyłącznie przedpoli dużych lodowców, które miały lub mają ujście w fiordzie.

**Słowa kluczowe:** lodowce, kształtowanie wybrzeży, Bellsund, Spitsbergen

**Key words:** glaciers, forming of coast, Bellsund, Spitsbergen

**Wstęp**

Obszar badań obejmował wybrzeże południowego obramowania Bellsundu (północno-zachodnia część Ziemi Wedela Jarlsberga) na Spitsbergenie (ryc. 1). Już podczas I wyprawy polarnej pracowników Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w 1986 r., program badawczy zawierał zagadnienia dotyczące wykształcenia wybrzeży oraz określenie dynamiki zmian zachodzących w ich obrębie (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991, Harasimiuk, Król 1992, Jezierski 1992). Następnie zwrócono uwagę na skutki morfologiczne i dynamikę strefy brzegowej



Ryc. 1. Obszar badań i lokalizacja stanowisk archeologicznych: 1 – lodowce, 2 – wały morenowe, 3 – stanowiska archeologiczne (A – Renardbreen 1, B – Renardodden 1, C – Lægerneset)

Fig. 1. Study area and localisation of archaeological sites: 1 – glaciers, 2 – moraine ridges, 3 – archaeological sites (A – Renardbreen 1, B – Renardodden 1, C – Lægerneset)

w kontekście prac archeologiczno-geomorfologicznych (Jasinski, Zagórski 1996, Zagórski 1996, Jasinski i in. 1997). Ważnym zagadnieniem było także przedstawienie ewolucji wybrzeży w okresie późnego plejstocenu i w holocenie oraz opracowanie zagadnień współczesnego tempa agradacji i degradacji strefy brzegowej (Zagórski 2002, 2004a, b). W tego typu badaniach wykorzystano oprócz materiałów archiwalnych również zdjęcia lotnicze z naltu w 1990 r., udostępnione przez Norweski Instytut Polarny, oraz terenowe pomiary GPS (np. Zagórski 2005).

Wybrzeże północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga poddawane jest oddziaływaniu różnorodnych czynników morfogenetycznych. Do jednych z ważniejszych należy zaliczyć lodowce (pokrywy lodowe), które mogą wpływać na kształtowanie się brzegów morskich w dwojaki sposób, poprzez: 1) oddziaływanie bezpośrednie – niszczenie i przekształcanie istniejących form rzeźby w czasie trwania awansów lodowców oraz akumulację pokryw morenowych (wałów lodowo-morenowych); 2) oddziaływanie pośrednie (przy współdziałaniu innych czynników: tektonicznych, fluwialnych, morskich) – konsekwencją rozrostu i zanikania pokryw lodowych i lodowców są zjawiska eustazji i glacioizostazji (tworzenie sytemu pod-

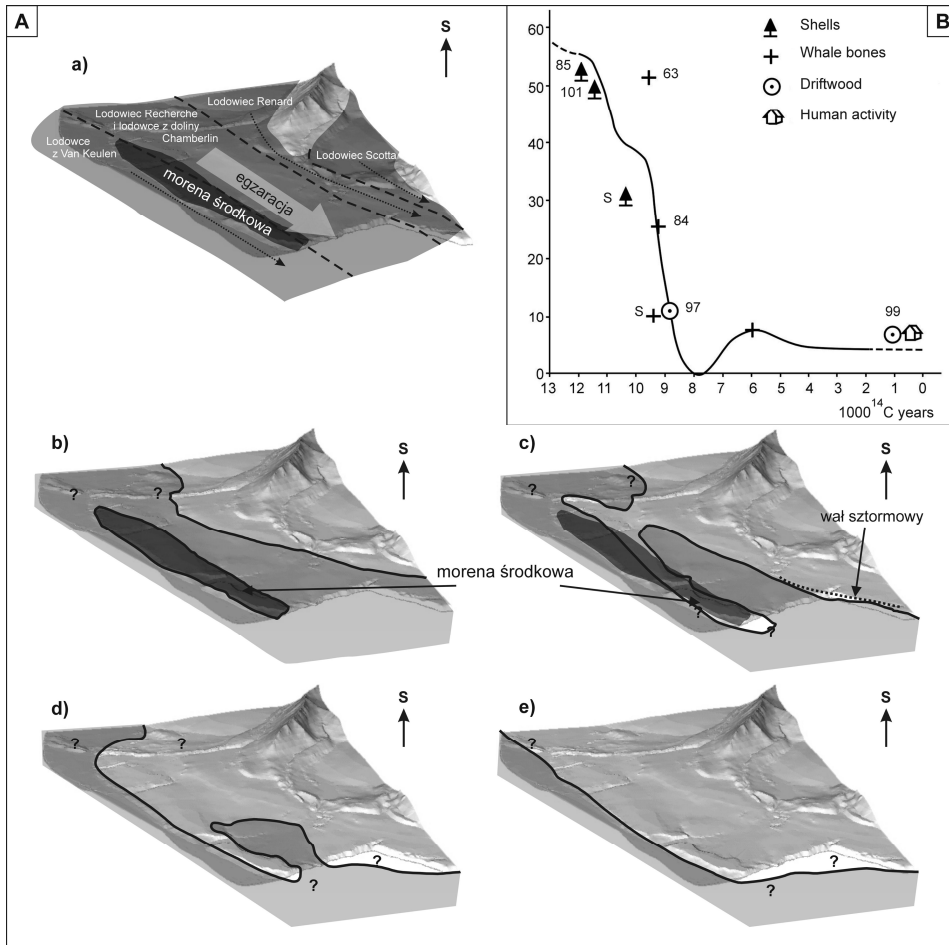
niesionych teras morskich) oraz dostarczanie poprzez rzeki proglacljalne materiału do strefy brzegowej i jego wzdłużbrzegowego rozprowadzania.

Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie, w ogólnym zarysie, roli lodowców (lodów pokrywowych) w kształtowaniu strefy brzegowej na przykładzie wybrzeża północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen).

## **Wpływ bezpośredni**

Przekształcająca i niszcząca rola lodowców uwidacznia się najpełniej w przypadku odtwarzania rozwoju wybrzeży w okresie vistulianu. Zachowane dowody nie zawsze są jednoznaczne, a przez to trudne do interpretacji. Wynika to z faktu przekształcenia starszych elementów rzeźby (przedvistuliańskich) oraz nakładania się na nie młodszych form geocy glacialnej oraz litoralnej (późny vistulian, holocen). W rejonie południowego Bellsundu z okresami przedvistuliańskimi (zlodowacenie Saalian) i wczesnovistuliańskimi związane było przemodelowanie glacialne obszarów środkowych odcinków dolin oraz powierzchni tworzących obecnie terasy VII i VIII (Zagórski 2002). Decydujące jednak znaczenie dla kształtowania rzeźby południowego obramowania Bellsundu miały awanse pokryw lodowych i lodowców środkowego i późnego vistulianu. Wtedy to generalnie lodowce płynęły z lokalnego centrum zlodowacenia, położonego w środkowej części Ziemi Wedela Jarlsberga, ku północnemu zachodowi (Lindner, Marks 1993). Lodowiec Recherche swoją masą spychał lodowiec Renard ku północnemu zachodowi wzdłuż grzbietu Bohlinryggen i dalej w kierunku Skilviki, co doprowadziło do wytworzenia się pod wpływem egzaracji lodowcowej podłużnej depresji widocznej obecnie w centralnej części Calypsostrandy (ryc. 2). Lodowiec Recherche był z kolei spychany ku zachodowi przez strumień lodowy wypływający z fiordu Van Keulen. W strefie styku lodowców Recherche i Renard z masą lodu pochodzącą z Van Keulen utworzyła się morena środkowa, biegnąca mniej więcej wzdłuż współczesnego martwego klifu Calypsostrandy (Nitychoruk, Dzierżek 1994; ryc. 2, fot. 1). Przebieg i rozmiary niszczenia zależały niewątpliwie od pierwotnie zastanej rzeźby podłoża. Toteż w okolicy Calypsostrandy, położonej w rejonie rowu tektonicznego, wypełnionego stosunkowo mało odpornymi osadami paleogeńskimi, egzaracyjna działalność lodowców była wyjątkowo ułatwiona (Birkenmajer 2004).

W okresie holocenu największe efekty egzaracyjne wiązały się z epizodami glacialnymi, które zaznaczyły się przede wszystkim na przedpolach dużych lodowców uchodzących do morza, takich jak Renard i Recherche (Reder 1996). Ich czoła prawdopodobnie kilkakrotnie wkraczały na poziom terasy I (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990). Najlepiej zachowane dowody egzaracji wiążą się jednak z ostatnim epizodem glacialnym, korelowanym z tzw. małą epoką lodową (MEL). Między innymi miała wówczas miejsce redepozycja osadów i flory kopalnej na przedpolu lodowca Renard – flora kopalna datowana metodą radiowęgla na  $660 \pm 80$ ,  $1040 \pm 80$  i  $1130 \pm 80$  BP (Dzierżek i in. 1990). W tym rejonie doszło również do glacictonicznego przemieszczenia pozostałości osadnictwa z XVII wieku – stanowisko Renardbreen 1 (Jasinski, Starkov 1993; ryc. 1, fot. 2).



Ryc. 2. A: fazy rozwoju Calypsostrandy na przełomie vistulianu i holocenu (Zagórski 2002): a – strefy oddziaływania lodowców w czasie maksimum glacialnego późnego vistulianu (około 20 ka BP), b – linia brzegowa 12 ka BP (rozwój terasy V), c – linia brzegowa 11-10 ka BP (rozwój terasy IV), d – linia brzegowa 10-9 ka BP (rozwój terasy III), e – linia brzegowa 8 ka BP (rozwój terasy II). B: krzywa zmian linii brzegowej dla północno-zachodniej części Ziemi Wedel Jarlsberg (Lognedallen, za: Salvigsen i in. 1991).

Fig. 2. A: Phases of evolution of Calypsostrandy at the turn of Vistulian and Holocene (Zagórski 2002): a – zones of glacier impact in time of maximum glaciation of late Vistulian (ca 20 ka BP), b – shoreline at 12 ka BP (development of terrace V), c – shoreline at 11-10 ka BP (development of terrace IV), d – shoreline at 10-9 ka BP (development of terrace III), e – shoreline at 8 ka BP (development of terrace II). B: Shoreline displacement curve for north-west Wedel Jarlsberg Land (Lognedallen, after: Salvigsen et al. 1991)



Fot. 1. Calypsostranda, widok z Wijkanderberget (fot. P. Zagórski 2006)  
 Photo 1. Calypsostranda, view from Wijkanderberget (Photo P. Zagórski 2006)



Fot. 2. Strefa moreny czołowej lodowca Renard, niszczona abrazyjnie. Rejon stanowiska archeologicznego Renardbreen 1 (fot. P. Zagórski 2006)  
 Photo 2. The ridge of frontal moraine of Renard Glacier, being destroyed by abrasion. The region of archaeological site Renardbreen 1 (Photo P. Zagórski 2006)

Bezpośrednie oddziaływanie lodowców (pokryw lodowych) to nie tylko niszczenie i przekształcanie, ale również akumulacja materiału morenowego. To właśnie dzięki temu materiałowi możemy wnioskować o wystąpieniu awansu lodowców na dany teren. Dobrze rozpoznane na obszarze badań osady pochodzenia glacialnego zlokalizowane są między innymi w dolinie Dyrstad, gdzie w litologii teras VII i VI wyróżnia się kilka serii morenowych, przedzielonych piaskami i żwirami morskimi (Reder 1990). Drugim obszarem, gdzie w budowie geologicznej podniesionych teras morskich zachowały się osady glacialne, jest rejon Calypsostrandy (Troitsky i in. 1979, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Landvik i in. 1992; ryc. 1). Wyróżniają się przede wszystkim osady morenowe powstałe w strefie kontaktu strumieni lodowych wychodzących z fiordów Van Keulen i Recherche (wał moreny środkowej). W przypadku Calypsostrandy i Lyestrandy deponowane w tym rejonie miąższe serie morenowe wpływały na późniejsze oddziaływanie procesów morskich (ryc. 2, fot. 1). Wspomniany wał moreny środkowej był na tyle rozbudowany, że uległ jedynie ścięciu abrazyjnemu, a jednocześnie przyczynił się do powstania łukowatej mierzei ograniczającej płytką zatokę. Podobnie w rejonie zachodniego skrzydła klifu morskiego Skilviki powstał wał sztormowy terasy V, który rozwinął się w kształcie łuku. Stwierdzono tam marginalną strefę osadów morenowych z lokalnej środkowovistuliańskiej transgresji lodowca Scotta (Landvik i in. 1992, 1998; ryc. 2, fot. 1).

Gwałtowna recesja lodowców przełomu vistulianu i holocenu spowodowała zakończenie bezpośredniej akumulacji glacialnej na dużą skalę. W okresie holocenu jedynie lodowiec Renard, a szczególnie Recherche mogły deponować materiał morenowy w obrębie strefy brzegowej (ryc. 1, fot. 3). Podobnie jednak, jak w przypadku egzaracyjnej działalności, akumulacja miała charakter lokalny i najprawdopodobniej związana była z awansami lodowców typu szarzy (Reder 1996). Między innymi w rejonie przedpola lodowca Renard wyróżniają się trzy generacje moren spiętrzonych (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990). Szczególnie wyraźnie zapisał się ostatni okres MEL (Reder 1996). Lodowiec Renard wypełniał prawie całkowicie zatokę Josephbukta, a jego czoło tworzyło klif lodowy. Wczesno- i środkowoholoceny osady morenowe oraz egzaracyjnie redeponowane osady z florą kopalną (okres wikingowski) zostały przykryte nową warstwą morenową (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Dzierżek i in. 1990). Nadbudowana została również terasa I, gdzie utwory morskie występują w formie fosylnego wału sztormowego (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990; fot. 2). W czasie postępującej od końca XIX wieku deglacjacji część moreny ablacyjnej, akumulowana w strefie czołowej, wpłynęła na powstanie mierzei, obecnie ograniczającej od wschodu Josephbukę (Harasimiuk 1987, Zagórski 2004a, Zagórski i in. 2006). W przypadku natomiast lodowca Recherche wzdłuż wschodniego brzegu fiordu Recherche zostały zdeponowane osady morenowe zalegające obecnie na powierzchni terasy I (Zagórski 2002).



Fot. 3. Wał moreny bocznej lodowca Recherche z okresu małej epoki lodowej, akumulowany na powierzchni terasy I (fot. P. Zagórski 1999)  
Photo 3. The ridge of lateral moraine Recherche dated on Little Ice Age, accumulated on the surface of terrace I (Photo P. Zagórski 1999)

### **Wpływ pośredni lodowców**

Cechą środowiska polarnego, w tym również obszaru Spitsbergenu, jest następstwo zjawisk ujętych w formie tzw. klimatycznych cykli glacialno-interglacialnych. Stąd jednym z najważniejszych problemów jest korelacja oscylacji klimatycznych z wynikającymi z nich okresami glacialnymi oraz zmianami poziomu morza (eustazja) i ruchami lądu (glacjoizostazja; np. Lindner, Marks 1993, Mangerud i in. 1998).

Eustatyczny (globalny) poziom morza w różnych okresach plejstocenu był znacznie niższy niż obecnie (Chappell i in. 1996). W konsekwencji na obszarach niezlodowaconych linia brzegowa występowała poniżej współczesnej. W przypadku ostatniego zlodowacenia maksymalne eustatyczne obniżenie poziomu morza określono na 120-130 m. Przez znaczną część tego cyklu linia brzegowa występowała jednak na wysokości 15-85 m (Chappell i in. 1996). Świadczyłoby to o zmienności czasowej obciążenia glacialnego wynikającego z różnej masy pokryw lodowych (Mangerud i in. 1998). Z kolei wynikiem tego obciążenia glacialnego był izostatyczny ruch lądu względem poziomu morza. Ocenia się, że obecnie obszary zlodowacone obejmują obszar około 16 mln km<sup>2</sup>, natomiast ostatnie maksimum glacialne vistulianu objęło obszar około 41,6 mln km<sup>2</sup>, tj. 2,6 razy większy (Marcinek 1991). Taka ilość masy lodowej nie mogła pozostać bez wpływu na skorupę ziemską oraz na ilość wody w oceanie światowym.

Szybkość podnoszenia się poziomu morza na przełomie plejstocenu i holocenu między 15 ka i 6 ka BP oceniana jest na 12 m/1000 lat (Summerfield 1991), a dla

ostatnich 100 lat podawana jest wartość 7-10 cm (Książkiewicz 1979). Tempo ruchów glacioizostacyjnych dla okresu 10-8 ka, przy sumarycznym podniesieniu osiagającym wartość 40 m, oceniano natomiast na 1,2-2,2 m/100 lat (Landvik i in. 1987). Według krzywej zmian poziomu morza już około 9-8 ka BP linia brzegowa była o 20 m niższa od współczesnej (Salvigsen i in. 1991). W holocenie dla archipelagu Svalbard zmiany glacioizostacyjne szacowane są na 10-30 cm/100 lat (Grosswald i in. 1967).

Korelacja epizodów glacialnych i zmian poziomu morza w środkowym i późnym plejstocenie na Spitsbergenie uwidoczniła wyraźne zróżnicowanie przestrzenne ruchów glacioizostacyjnych. Efektem tego było wytworzenie systemu podniesionych teras morskich, wykształconych w postaci systemu stopni abrazyjnych i abrazyjno-akumulacyjnych, niekiedy nadbudowanych seriami osadów różnej genezy (Zagórski 2002, 2004b). W rejonie południowego Bellsundu wydzielono stopnie: terasa I – 2-8 m, terasa II – 10-20 m (lokalnie 7-12 m), terasa III – 22-30 m (lokalnie 17-25 m), terasa IV – 30-40 m (lokalnie 27-35 m), terasa V – 40-50 m (lokalnie 37-50 m), terasa VI – 50-65 m (lokalnie 55-65 m), terasa VII – 70-85 m (lokalnie do 95 m), terasa VIII – 105-120 m.

Powstanie opisanego systemu podniesionych teras morskich wiązało się z określoną etapowością. Powszechna i szybka deglacjacja w okresie późnego vistulianu prowadziła do zrzucania do oceanów dużych ilości wody. W konsekwencji doszło do znacznego podniesienia się poziomu morza (Chappell i in. 1996). Tak szybka reakcja morza na odciążenie nie szła w parze z glacioizostacyjnym podnoszeniem lądu, który zareagował z pewnym opóźnieniem. Efektem tego była transgresja morska, która weszła głęboko w doliny, przyczyniając się do tworzenia poziomów abrazyjnych i abrazyjno-akumulacyjnych terasy VI (50-65 m; ryc. 2). Z kolei etap spowolnienia ruchów glacioizostacyjnych w stosunku do eustatycznego podnoszenia poziomu morza zaznaczył się między innymi w trakcie formowania terasy V (40-50 m). Świadczy o tym dobrze rozwinięty wał sztormowy, ciągnący się wzdłuż całego wybrzeża północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga, który można korelować z poziomem plażowym B (*beach level B*), wyróżnionym również na północnym obrzeżeniu Bellsundu (Salvigsen i in. 1991). Zestawienie hipsometryczne teras morskich oraz analiza wieku utworów pokrywowych wskazują jednak na lokalne zróżnicowanie pionowych ruchów glacioizostacyjnych na obszarze południowego obramowania Bellsundu. Wynikało ono przede wszystkim z różnych warunków litologicznych i tektonicznych podłoża (Birkenmajer 2004, Zagórski 2004b).

Relatywna krzywa zmian poziomu morza dla północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga, charakteryzująca się w późnym vistulianie dużą amplitudą wzrostu, w okresie holocenu nie wykazywała już tak dużych fluktuacji (Landvik i in. 1998; ryc. 2). Niemniej jednak niewielkie zmiany poziomu morza (glacioizostazja) miały miejsce w okresie MEL. Świadczy o tym sytuacja stratygraficzna stanowiska archeologicznego Renardbreen 1 (Jasinski, Starkov 1993). Pomiaru niwelacyjne wykazały położenie nienaruszonej warstwy kulturowej 20 cm poniżej średniego poziomu morza (fot. 2). Na innych obszarach południowego obrzeżenia Bellsundu (np. wschodnim wybrzeżu fiordu Recherche) obserwowane jest natomiast nasilenie niszczenia abrazyjnego, szczególnie klifów (Jasinski i in. 1997).

Ważnym elementem oddziaływania pośredniego lodowców jest dostarczanie do strefy brzegowej materiału przy współdziałaniu procesów fluwialnych (Harasimiuk, Król 1992). Przewaga dostawy materiału nad możliwościami usuwania przez falowanie i przemieszczania wzdłużbrzegowego prowadzi do postępującej agradacji wybrzeża.

W wielu rejonach osady fluwioglacjalne zachowały się w formie kopalnej i wchodzi w skład litologiczny podniesionych teras morskich południowego obrzeżenia Bellsundu. Przykładem jest rejon doliny Dyrstad, gdzie terasy VII i VI zbudowane są z osadów zarówno pochodzenia morskiego, jak również glacialnego i fluwioglacjalnego (Pękala, Reder 1989, Reder 1990). Podobna sytuacja występuje na obszarze Calypsostrady, gdzie utwory genezy fluwioglacjalnej zarejestrowano między innymi w profilach w Skilvice (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Landvik i in. 1992).

W ostatnim stuleciu oraz obecnie strefa brzegowa kształtowana przy współdziałaniu procesów fluwioglacjalnych występuje bezpośrednio na przedpolach lodowców Renard, Recherche oraz u ujść rzek proglacjalnych lodowców Scotta (Calypsostranda) i Cramer (dolina Chamberlin; fot. 3, 4). Nasilenie dostawy materiału wiązało się z awansem lodowców w okresie MEL, a następnie z ich szybką recesją (Reder 1996, 2006, Zagórski, Bartoszewski 2004). Na przedpolach tych lodowców można stwierdzić kilka różnowiekowych poziomów sandrowych. Typowym przykładem jest strefa rozległych stożków sandrowych lodowców Recherche oraz Renard (stożki ekstramarginalne). W miarę postępującej ich recesji zmieniało się położenie wypływów wód z lodowców (Reder 1996, 2006). Rzeki lodowcowe transportowały znaczne ilości materiału i deponowały go na powierzchni sandrów, układających się w kilku poziomach. W przypadku natomiast drobniejszego materiału dochodziło i dochodzi obecnie do wynoszenia go bezpośrednio do fiordu lub osadzania w formie delt oraz w postaci rozległych obszarów równi pływowej (watta), np. u wylotu doliny Chamberlin. Obecnie na przedpolu lodowców Recherche i Renard obserwuje się powstawanie nowej powierzchni sandrowej, wkraczającej częściowo w strefę brzegową (Reder 1996). Starsze natomiast, takie jak w rejonie moren marginalnych lodowca Renard, w wyniku jego recesji stały się formami martwymi (Harasimiuk 1987, Zagórski 2004a).

Pośrednia rola związana z dostawą materiału terygenicznego ma miejsce również w przypadku innego lodowca – Scotta, niemającego bezpośredniego ujścia do fiordu. Na północ od Calypsobyen, w rejonie Renardodden powstanie terasy 2-8 m (I) związane było ze wzrostem dostawy materiału przez proglacjalną rzekę Scotta w okresie MEL (fot. 5). Dla opisanego etapu rozwoju tej części wybrzeża istotne okazało się rozpoznanie występujących tutaj stanowisk archeologicznych (Krawczyk, Reder 1989). Najbliżej obecnej strefy brzegowej położone jest stanowisko Renardodden 1, będące pozostałością osady rosyjskich łowców morsów, datowane na pierwszą połowę XIX wieku (ryc. 1). Prawdopodobnie znajdowała się ona poza zasięgiem falowania sztormowego. Zmiany poziomu morza, które były konsekwencją awansów lodowców w okresie MEL, przyczyniły się do wzrostu aktywności procesów abrazyjnych i doprowadziły do zniszczenia starych wałów sztormowych. W wyniku tego procesu doszło do rozwleczenia warstwy kulturowej po powierzchni



Fot. 4. Strefa marginalna lodowca Recherche (fot. P. Zagórski 2000)  
Photo 4. Marginal zone of Recherche Glacier (Photo P. Zagórski 2000)



Fot. 5. Transport materiału przez wody proglacjalne – ujście rzeki Scotta (fot. P. Zagórski 2005)  
Photo 5. Transport of material by proglacial water – mouth of Scott River (Photo P. Zagórski 2005)

strefy pływowej. Taki stan utrzymywał się jeszcze do początku lat 60. XX wieku, tj. do rozpoczęcia szybkiej recesji lodowca Scotta (Reder 1996, Zagórski, Bartoszewski 2004). Do 1990 r. intensyfikacja dostawy materiału przez rzekę Scotta spowodowała nadbudowanie przylądka o prawie 20 m. W ostatnich latach, w wyniku coraz słabszej dostawy materiału ze strefy marginalnej lodowca Scotta do strefy brzegowej, wzrosła jednak rola procesów morskich (falowanie, prądy przybrzeżne).

## Podsumowanie

W świetle przytoczonych przykładów szybkość oraz intensywność przekształcania wybrzeży zależy w głównej mierze od charakteru rozwijających się pokryw lodowych oraz ich deglacji. Zasadnicze przemodelowanie strefy brzegowej nastąpiło w czasie zlodowaceń o charakterze ponadregionalnym. Struktury i formy erozyjne oraz akumulacyjne na trwałe wpisywały się w obraz rzeźby wybrzeży. W wielu wypadkach wpływały modyfikująco na przebieg innych procesów, szczególnie morskich.

Nie bez znaczenia dla brzegów południowego obramowania Bellsundu były również epizody glacialne holocenu, niekiedy o charakterze szarzy. Ich bezpośrednia rola zaznaczała się i obecnie zaznacza jednak jedynie lokalnie na przedpolach dużych lodowców, które miały lub mają ujście w fiordzie (Renard, Recherche). Pośredni udział, przede wszystkim w dostawie materiału do strefy brzegowej, mają również mniejsze lodowce, takie jak Scotta i Cramera. Inne, znacznie mniejsze lodowce, wypełniające jedynie górne odcinki dolin: Blomli, Tjørn, Dyrstad czy Logne, dostarczające obecnie niewielkiej ilości materiału, można uznać za mało istotne.

## Literatura

- Birkenmajer K., 2004, *Caledonian basement in NW Wedel Jarlsberg Land south of Bellsund, Spitsbergen*, Polish Polar Research, 25, 1, s. 3-26
- Chappell J., Omura A., Ezat T., McCulloch M., Pandolfi J., Ota Y., Pillans B., 1996, *Reconciliation of late Quaternary sea-levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygene isotope records*, Earth Planete Sci. Lett., 141, s. 227-236
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Rzętkowska A., 1990, *Geological-geomorphological analysis and <sup>14</sup>C dating of submarine organogenic deposits within the Renardbreen outer margin, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*, Polar Research, 8, s. 275-281
- Grosswald M.G., Devirtis A.L., Dobkina E.I., Semevsky D.V., 1967, *Earth crust uplift and the age of glaciation stages in Spitsbergen area*, Geochemistry, 1, Moskwa, s. 51-56
- Harasimiuk M., 1987, *Współczesny rozwój wybrzeży południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen)*. W: *XIV Sympozjum Polarne*, Lublin, s. 99-102
- Harasimiuk M., Jezierski W., 1988, *Typy wybrzeży południowego Bellsundu*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 173-181
- Harasimiuk M., Jezierski W., 1991, *Types of coasts of south Bellsund (West Spitsbergen) and tendency of their evolution*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 17-22

- Harasimiuk M., Król T., 1992, *The dynamics of morphogenetic and sedimentary processes in the estuary segments of river valleys in the Recherche Fiord (Western Spitsbergen)*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 59-66
- Jasinski M.E., Starkov V.F., 1993, *Archaeological investigations of a cultural layer in moraine deposits of Renard Glacier, Recherche fjorden, Svalbard. Field season 1992*. W: *XX Sympozjum Polarne*, Lublin, s. 55-72
- Jasinski M.E., Zagórski P., 1996, *Significance of archaeological sites for estimating coastal plain development in the Renardodden area, Bellsund, Spitsbergen*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 35-41
- Jasinski M.E., Repelewska-Pękalowa J., Pękala K., 1997, *The role of archaeological localities in the estimation of geodynamic processes of Recherche Fjord coastal zone (Bellsund, Spitsbergen-Svalbard)*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 101-106
- Jezierski W., 1992, *Spatial changeability of dynamics of marine sediment processes in Calypsostranda region (Recherche Fjord, Western Spitsbergen)*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 67-72
- Krawczyk A., Reder J., 1989, *Pozostałości osadnictwa sezonowego w północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 131-146
- Książkiewicz M., 1979, *Geologia dynamiczna*, Warszawa
- Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O., 1987, *The Late Weichselian and Holocene shoreline displacement of the west-central coast of Svalbard*, *Polar Research*, 5, 1, s. 29-44
- Landvik J.Y., Bolstad M., Lycke A.K., Mangerud J., Sejrup H.P., 1992, *Weichselian stratigraphy and paleoenvironments at Bellsund, western Svalbard*, *Boreas*, 21, 4, s. 335-358
- Landvik J.Y., Bondvik 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, s. 43-75
- Lindner L., Marks L., 1993, *Middle and Late Quaternary evolution of Spitsbergen against global changes*, *Polish Polar Research*, 14, 3, s. 221-241
- Mangerud J., Dokken T., Hebbeln D., Hegggen 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, s. 11-42
- Marcinek J., 1991, *Lodowce kuli ziemskiej*, Warszawa
- Nitychoruk J., Dzierżek J., 1994, *Probable occurrence of allochthonous rocks in Calypsostranda (Bellsund)*. W: *XXI Polar Symposium*, Warszawa, s. 159-162
- Pękala K., Reder J., 1989, *Rzeźba i osady czwartorzędowe Dyrstaddalen i Lognedalen (Zachodni Spitsbergen)*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 159-169
- Pękala K., Repelewska-Pękalowa J., 1990, *Relief and stratigraphy of Quaternary deposits in the region of Recherche Fjord and southern Bellsund (Western Spitsbergen)*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 9-20
- Reder J., 1990, *TL age and Quaternary sediments of Dyrstad valley (Bellsund, Spitsbergen)*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 27-32
- Reder J., 1996, *Evolution of marginal zones during a continued glacial retreat in north-western Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*, *Polish Polar Research*, 17 (1-2), s. 61-84
- Reder J., 2006, *Ewolucja stref marginalnych lodowców NW części Ziemi Wedela Jarlsberga*. W: *Stan i zmiany środowiska przyrodniczego północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w warunkach zmian klimatu i antropopresji. XX lat badań polarnych Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergenie*, red. J. Superson, P. Zagórski, Lublin, s. 45-51

- Salvigsen O., Elgersma A., Landvik J.Y., 1991, *Radiocarbon dated raised beaches in north-western Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, Svalbard*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 9-16
- Summerfield M.A., 1991, *Global geomorphology. An introduction to the study of landforms*, New York
- Troitsky L.S., Punning J.-M., Hütt G., Rajamäe R., 1979, *Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen*, *Boreas*, 8, 4, s. 401-407
- Zagórski P., 1996, *Effect of sea activity and the role of snow banks in the development of Calypsostranda coastal zone (Bellsund, Spitsbergen)*. W: *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin, s. 201-211
- Zagórski P., 2002, *Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*, Zakład Geomorfologii, Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin, praca doktorska
- Zagórski P., 2004a, *Czynniki morfogenetyczne kształtujące strefę brzegową w okolicach Calypsoyden (Bellsund, Spitsbergen)*, *Annales UMCS, sec. B*, 59, s. 63-82
- Zagórski P., 2004b, *Wpływ tektoniki i litologii podłoża na ukształtowanie podniesionych teras morskich NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. W: *53 Zjazd PTG*, Lublin, s. 248-252
- Zagórski P., 2005, *NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard, Norway). Orthophotomap 1:25 000*, red. K. Pękala, H. F. Aas, Lublin
- Zagórski P., Bartoszewski S., 2004, *Próba oceny recesji lodowca Scotta w oparciu o materiały archiwalne i pomiary GPS*. W: *Polish Polar Studies. XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne*, Gdynia, s. 415-424
- Zagórski P., Harasimiuk M., Jezierski W., 2006, *Ewolucja i współczesne wykształcenie wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. W: *Stan i zmiany środowiska przyrodniczego północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w warunkach zmian klimatu i antropopresji. XX lat badań polarnych Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergenie*, red. J. Superson, P. Zagórski, Lublin, s. 35-43

## Summary

The coast of NW part of the Wedel Jarlsberg Land is exposed to various morphogenetical factors. One of the most important can be numbered among glaciers that can influence directly (destruction and transform of existing forms of relief, accumulation of moraine covers) and indirectly (with the cooperation of different factors: tectonic, fluvial, marine). The speed and intensity of shores formation depends mainly on character of developing ice covers and their deglaciation. Fundamental remodelling of shore zone occurred during the glaciations of transregional character. Structures and erosive features as well as accumulative inscribed permanently into the coast relief. In many cases influenced the course of the other processes, especially marine. The Holocene glacial episodes were of essential importance for formation of shores, even sometimes of the surge character. Yet their direct role marked and still marks now only locally on the forefield of large glaciers, which have their mouths in the fiord (Recherche, Renard). Smaller glaciers like Scott and Cramer participate indirectly in formation of the coast by delivery of material to the shore zone.