

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich
Warsztaty Glacjologiczne

Bellsund

Elementy środowiska przyrodniczego

PRZEWODNIK TERENOWY

SPITSBERGEN 2004

ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE BELLSUNDU

Stefan BARTOSZEWSKI, Andrzej GLUZA, Kazimierz PEKALA,
Janina REPELEWSKA-PEKALOWA, Krzysztof SIWEK, Piotr ZAGÓRSKI
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

Zachodnie wybrzeże Spitsbergenu, z uwagi na swą dostępność, jest szczególnie preferowane jako obszar badań, o czym świadczy wymownie lokalizacja polskich stacji i baz polarnych. Wybrzeże to jest urozmaicone, porozcinane zatokami, które genetycznie są fiordami. Często tworzą one połączone ze sobą systemy, dzięki czemu w okresie lata łatwe jest dotarcie do wnętrza Wyspy Spitsbergen (Ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja.

Bellsund leży w odległości około 80 km od Hornsundu i około 60 km od Isfjordu. Jego szerokość u wylotu do Morza Grenlandzkiego wynosi 20 km. Rozwidla się na trzy odnogi - fiordy: Van Mijen, Van Keulen i najmniejszy z nich - Recherche.

Fiord Recherche biegnie z północy na południe i zakończony jest Lodowcem Recherche, który uchodzi klifem do niewielkiej laguny. Pole firnowe Lodowca Recherche łączy się z polem firnowym Lodowca Torella wzdłuż linii, którą znaczą nunataki. W okresie zimy jest to droga, którą poprzez te lodowce można dostać się do Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie.

Działalność naukowa wypraw organizowanych przez Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie rozpoczęła się w roku 1986. Bazę założono w Calypsobyen w NW części Ziemi Wedela Jarlsberga, na zachodnim wybrzeżu fiordu Recherche (Ryc. 1). Obserwacjami i pomiarami objęto obszar ciągnący się od doliny Dunder, na zachodzie, poprzez obrzeżenie fiordu Recherche, do doliny Chamberlin oraz po Malbukę, położoną u wylotu fiordu Van Keulen.

W latach 1986-2002 pracowali tu uczestnicy szesnastu ekspedycji zorganizowanych przez Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, niekiedy w kooperacji z innymi ośrod-

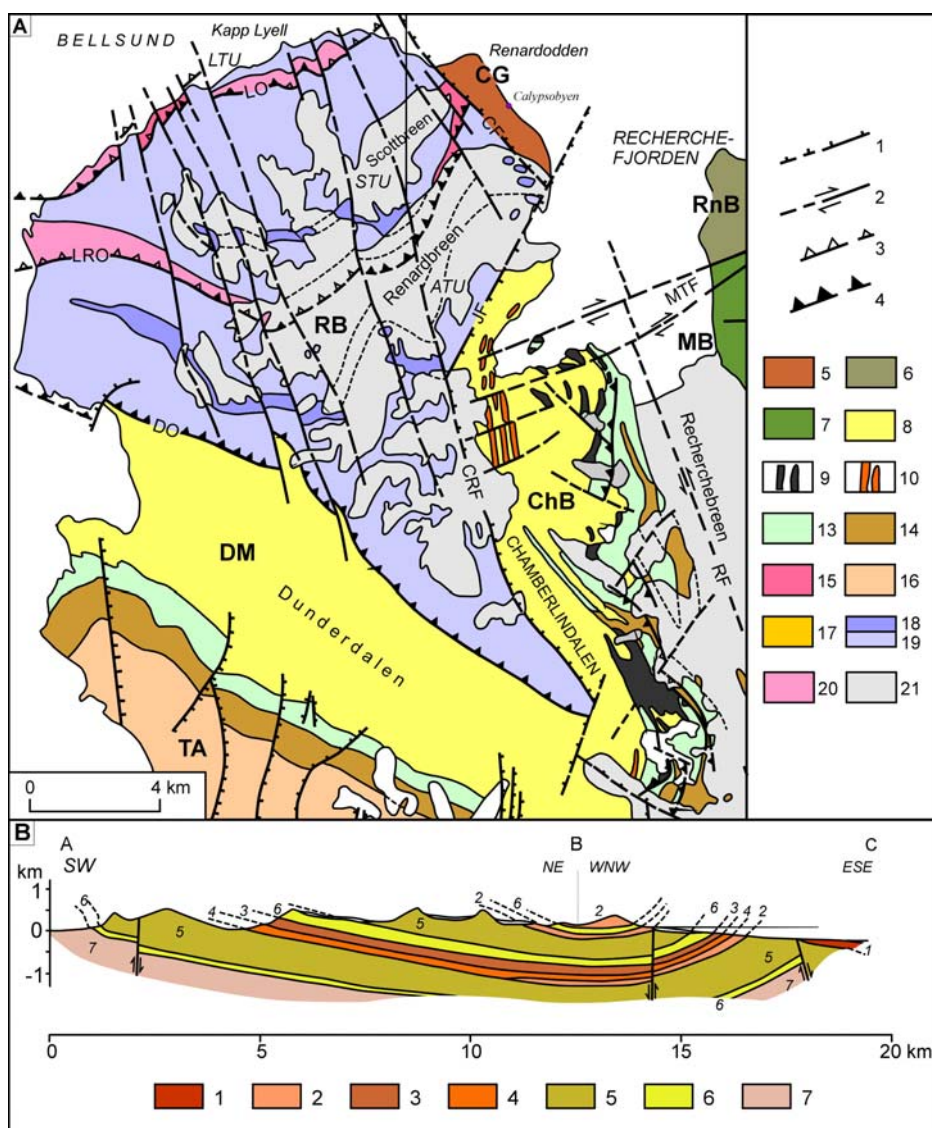
kami naukowymi w Polsce (Uniwersytet Warszawski, Uniwersytet Wrocławski, Akademia Rolnicza w Lublinie) i zagranicznymi (Instytut Archeologii w Tromsø, Instytut Archeologii w Moskwie). Wyprawy liczyły od kilku do kilkunastu osób.

Badania środowiska przyrodniczego rejonu Bellsundu obejmowały problematykę dotyczącą geologii, rzeźby, stratygrafii i paleogeografii czwartorzędu, zjawisk meteorologicznych i klimatycznych, stosunków wodnych, dynamiki procesów morfogenetycznych w warunkach peryglacialnych, zespołów roślinno-glebowych, działalności człowieka w czasach historycznych i współcześnie. Pokłosie tych badań stanowi kilkaset prac opublikowanych w wydawnictwach krajowych i zagranicznych.

Obecnie realizowany jest program, który dotyczy funkcjonowania geoekosystemów peryglacialnych oraz obiegu wody w zlewniach zlodowaconych i niezlodowaconych, w warunkach zmieniającego się klimatu i wpływu czynników antropogenicznych. W ramach tego programu jest wykonywany monitoring dynamiki i miąższości czynnej warstwy zmarzliny (CALM), który wchodzi w zakres międzynarodowego projektu koordynowanego przez IPA (*International Permafrost Association*).

GEOLOGIA

NW część Ziemi Wedela Jarlsberga położona jest w obrębie dwu zasadniczych formacji tektonicznych: kaledońskiej i postkaledońskiej, oddzielonych od siebie strefami nieciągłości i uskoków związanych z trzeciorzędową aktywnością tektoniczną (Dallmann 1988; Lepvrier *et al.* 1988) (Ryc. 2). Na przeważającej jego części dominują młodo prekambryjskie i staro paleozoiczne serie skalne określane terminem: *Hecla Hoek* (Hjelle 1969, Flood *et al.* 1971). Ich fałdowanie datowane jest na okres orogenezy kaledońskiej, która spowodowała wytworzenie rozległej synkliny o kierunku osi NNW-SSE (Ryc. 2). Jej wnętrzu stanowi blok Renardbreen ograniczony od wschodu uskokiemi Cramerbreane (CRF) i Josephbukty (JF), od północnego wschodu uskokiemi Calypsostrandy (CF) natomiast od południa i południowego wschodu strefą nasunięcia Dunderfjellet (DO) (Birkenmajer 2004). Blok Renardbreen zbudowany jest zasadniczo z dwóch nakładających się na siebie formacji: Bergskardet i Kapp Lyell (Birkenmajer 2003) (Ryc. 2). Formację Bergskardet (grupa Deilegga, środkowy proterozoik) tworzą: zielone i czarne łupki/fyllity, żółtawo zwietrzałe piaskowce/zlepieńce z wtrąceniami i soczewkami piaskowca i rozproszonymi klastami dolomitowymi. Podobne skały reprezentujące tę formację pojawiają się w kilku miejscach wzdłuż wybrzeża między zatoką Tomtvika a przylądkiem Kapp Lyell (Ryc. 2). Druga wyróżniona formacja Kapp Lyell składa się z diamiktytów żółtych oraz diamiktytów zielonych. Diamiktyty żółte to głównie piaskowce i łupki z klastami dolomitowymi, wapiennymi i kwarcytowymi. Natomiast diamiktyty zielone zawierają klasty i zespoły zieleńcowe uzupełniane kwarcytowymi, klastami/pseudoklastami dolomitowymi, wapiennymi i granitoidowymi. W obrębie bloku Renardbreen wyróżniono trzy wielkoskalowe jednostki tektoniczne nasunięte na siebie z NW na SE: Activekammen (ATU), Scottbreen (STU), Lyellstranda (LTU) (Birkenmajer 2003) (Ryc. 2). Te trzy jednostki tektoniczne reprezentują rozległe nasunięcia kaledońskie przechodzące w części południowej w monoklinę Dunderdalen (DM), gdzie występują głównie fyllity wapieniste i kwarcytowe oraz chloryty (Dallmann *et al.* 1990, Hjelle 1993).



Ryc. 2. **A:** Wybrane tektoniczno-strukturalne elementy bloków Renardbreen i Chamberlindalen (Birkenmajer, 2004): 1- trzeciorzędowe uskoki zrzutowe, 2- trzeciorzędowe uskoki przesuwcowe, 3- podrzędne nasunięcia kaledońskie, 4- główne nasunięcia kaledońskie, 5- osady trzeciorzędowe (rów Calypsostrandy), 6- blok Reinodden (pokrywy karbońsko-mezozoiczne), 7- blok Martinfjella (skały późnego proterozoiku i wczesnego ordowiku), 8- formacja Gåshamna (fyllity, chlorytowe łupki), 9- intruzje skał magmowych (i mezozoicznych (?) dolerytów) wewnątrz formacji Gåshamna, 10- wtrącenia kwarcytowe, wapienne i dolomitowe wewnątrz formacji Gåshamna, 11- formacja Höferpynten, 12- formacja Slyngfjellet, 13- formacja Bergskardet (?), (grupa Deilegga, środkowy proterozoik), 14- skały antyklinorium Thiesfjellet (środkowy proterozoik), 15- diamiktyty górne – zielone formacji Kapp Lyell, 16- diamiktyty dolne – żółte formacji Kapp Lyell, 17- formacja Bergskardet (grupa Deilegga, środkowy proterozoik), 18- lodowce, 19- linia przekroju geologicznego. Główne elementy tektoniki: RB- blok Renardbreen, DM- monoklina Dunderdalen, ChB- blok Chamberlindalen, MB- blok Martinfjella, RnB- blok Reinodden, TA- antyklinorium Thiesfjellet, CG- rów Calypsostrandy. Nasunięcia (kaledońskie) i uskoki (trzeciorzędowe): DO- nasunięcie Dunderfjellet, LO- nasunięcie Lyellstrand, LRO- nasunięcie Lognedalen-Renardbreen, CF- uskoki Calypsostrandy, CRF- uskoki Cramerbreane, JF- uskoki Josephbukty, MTF- uskoki Maria Theresiatoppen.

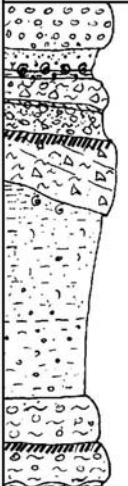
B: Przekrój geologiczny przez synklinę Renardbreen (Dallman et al. 1990): Grupa Van Mijenfjorden (paleogen): 1- formacja Renardodden; Grupa Kapp Lyell (górny proterozoik): 2- diamiktyty, głównie z klastami dolomitowymi, 3- fyllity, 4- diamiktyty, głównie z klastami wapiennymi, 5- diamiktyty, głównie z klastami kwarcowymi, 6- diamiktyty, głównie z klastami dolomitowymi i kwarcowymi; Grupa Dunderbukta i Recherchefjorden (górny proterozoik): 7- fyllity.

Drugim obszarem zbudowanym z fałdowaniem kaledońskim jest blok Chamberlindalen (ChB), stanowiący formę antykliny o osi wzdłuż grzbietu Observatoriefjellet-Gaimartoppen, z licznymi strefami nasunięć (Ryc. 2) (Dallman et al. 1990, Birkenmajer 2004). Jego granice wyznaczają uskoki: od zachodu Cramerbreane (CRF), od wschodu Recherchebreen (RF) a od

północny Josephbukty (JF) (Birkenmajer 2004). Wszystkie formacje skalne występujące w obrębie bloku Chamberlindalen zaliczono do grup Sofiebogen (późny proterozoik) (Birkenmajer 2002) (Ryc. 2). W obrębie doliny Chamberlin zachodnie skrzydło antykliny tworzą głównie fyllity i łupki z kwarcytowymi, dolomitowymi i wapnistymi wtrąceniami oraz intruzjami skał magmowych (gabro, serpentynity) (Birkenmajer 2002).

Skały późnego proterozoiku budują również blok Martinfjella położony na wschód od fiordu Recherche ograniczony uskokami Recherchebreen (RF) i Antoniabreen (AF) (Dallmann *et al.* 1990, Birkenmajer 2004) (Ryc. 2). Formacje skalne zaliczone przez niektórych do sekwencji Magnethøgda (środkowy proterozoik) odsłaniające się w obrębie pasma Martinfjella, porożcinane są licznymi dyslokacjami tektonicznymi o kierunkach W-E oraz rozdzielone liniami nasunięć (Flood *et al.* 1971, Dallmann i in. 1990). Występują tutaj głównie skały formacji: Gåshamna (fyllity z poziomami kwarcytowymi), Höferpynten (dolomity), Gnålberget (niebieskawo-białe, zielono-żółte zwietrzałe, silnie laminowane wapienie/margle), Wiederfjellet (kwarcyty dolomitowe), Jarnbekken (czerwone i czerwono-żółte dolomity żelazonośne), Luciapynten - masywne zielono-niebieskie dolomity) (Birkenmajer 2002, 2004).

Północną granicę bloku Martinfjella wyznaczają dwa trzeciorzędowe uskoki Maria-Theresiatoppen (ENE-WSW), które oddzielają go od skał blok Reinodden (Ryc. 2) (Dallman i in. 1990). Blok Reinodden (RnB) budują skały datowane na okres od dolnego karbonu poprzez perm i jurę po dolną kredę. Tworzą go głównie utwory: formacji Orustdalen (zlepieńce, piaskowce, kwarcyty z przewarstwieniami skał intruzyjnych) oraz formacje należące do grup: Gipsdalen (krzemianoklastyczne wapienie, dolomity i ewaporaty), Tempelfjorden (wapienie ro-

Osady	Wiek TL (nr laboratorium)	Okres
 otoczaki, żwiry	8.3 ± 1.2 ka (Lub - 1819)	HOLOCENE
piasek, ility (muszelki)	10 ± 1.4 ka (Lub - 1818)	
głina zwałowa	26 ka (Tnl - TI - 31)	WURM
piasek, żwiry	43 ± 6 ka (Lub - 1842)	
	45 ± 7 ka (Lub - 1823)	
głina zwałowa	55 ± 8 ka (Lub - 1817)	EEM
	76 ± 11 ka (Lub - 1816)	
mułki (osady morskie, muszelki)	80 ± 12 ka (Lub - 1815)	
osady glacialno- morskie	102 ± 15 ka (Lub - 1850)	
mułki, żwiry		RISS
głina zwałowa	130 ± 20 ka (Lub - 1849)	
głina zwałowa	156 ± 23 ka (Lub - 1848)	
ility podłoże skalne	181 ± 27 ka (Lub - 1847)	
TRZECIORZ.		

Ryc. 3. Syntetyczny profil i stratygrafia osadów czwartorzędowych regionu fiordu Recherche i południowego Bellsundu (Pękała, Repelewska-Pękałowa 1990).

gowcowe i krzemianowe łupki/mułowce), Sassendalen (mezozoiczne, mułowce ku górze przechodzące w silnie organiczne i fosforanowe drobnoziarniste piaskowce, mułowce i łupki), Kapp Toscana (szare łupki przechodzące w piaskowce z cienkimi warstwami buł fosforanowych) i Adventdalen (mułowce, ze sporadycznymi przewarstwieniami piaskowców) (Dallmann i in. 1990).

Na niewielkim obszarze ograniczonym do północno zachodniego obrzeżenia fiordu Recherche występują również skały związane z trzeciorzędowym cyklem sedymentacyjnym. Wypełniają one rów tektoniczny Calypsostrandy (CG), ograniczony od południowego zachodu uskokiem Calypsostrandy

(CF), zalegając niezgodnie na skałach metamorficznych sekwencji Kapp Lyell (Dallmann 1988, Lepvrier *et al.* 1988, Birkenmajer 2003, 2004) (Rys. 2). Są to głównie osady grupy Van Mijenfjorden, reprezentowane przez piaskowce i mułowce z wkładkami łupków i węgla oraz zlepieńce i słabo scalone piaskowce z warstwami węgla (Dallmann *et al.* 1990, Hjelle 1993). Na obszarze

Calypsostrandy są one przykryte serią czwartorzędowych osadów glacialno-morskich o zróżnicowanej miąższości i wieku (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Landvik *et al.* 1992) (Ryc. 3).

GLÓWNE RYSY RZEŻBY

Północno-zachodnia część Ziemi Wedela Jarlsberga, położona pomiędzy doliną Dunder, południowym Bellsundem i fiordem Recherche, to obszar górski o powierzchni około 360 km², rozczłonkowany przez doliny współcześnie zlodowacone. Powierzchnia szczytowa leży na wysokości 650-850 m n.p.m. i stanowi 3% obszaru. Tworzą ją wąskie grzbiety strukturalne, których szerokość wzrasta w miarę oddalania się od centralnej części obszaru. Głównym elementem rzeźby są spłaszczenia na wysokości 400-600 m, zajmujące 25% powierzchni i na nich zalegają pola firnowe lodowców. W dnach i na obrzeżeniu fiordów występują zrównania na wysokości 100-300 m n.p.m., które łącznie zajmują 30% powierzchni. Średnia wysokość NW części Ziemi Wedela Jarlsberga wynosi 240 m n.p.m.

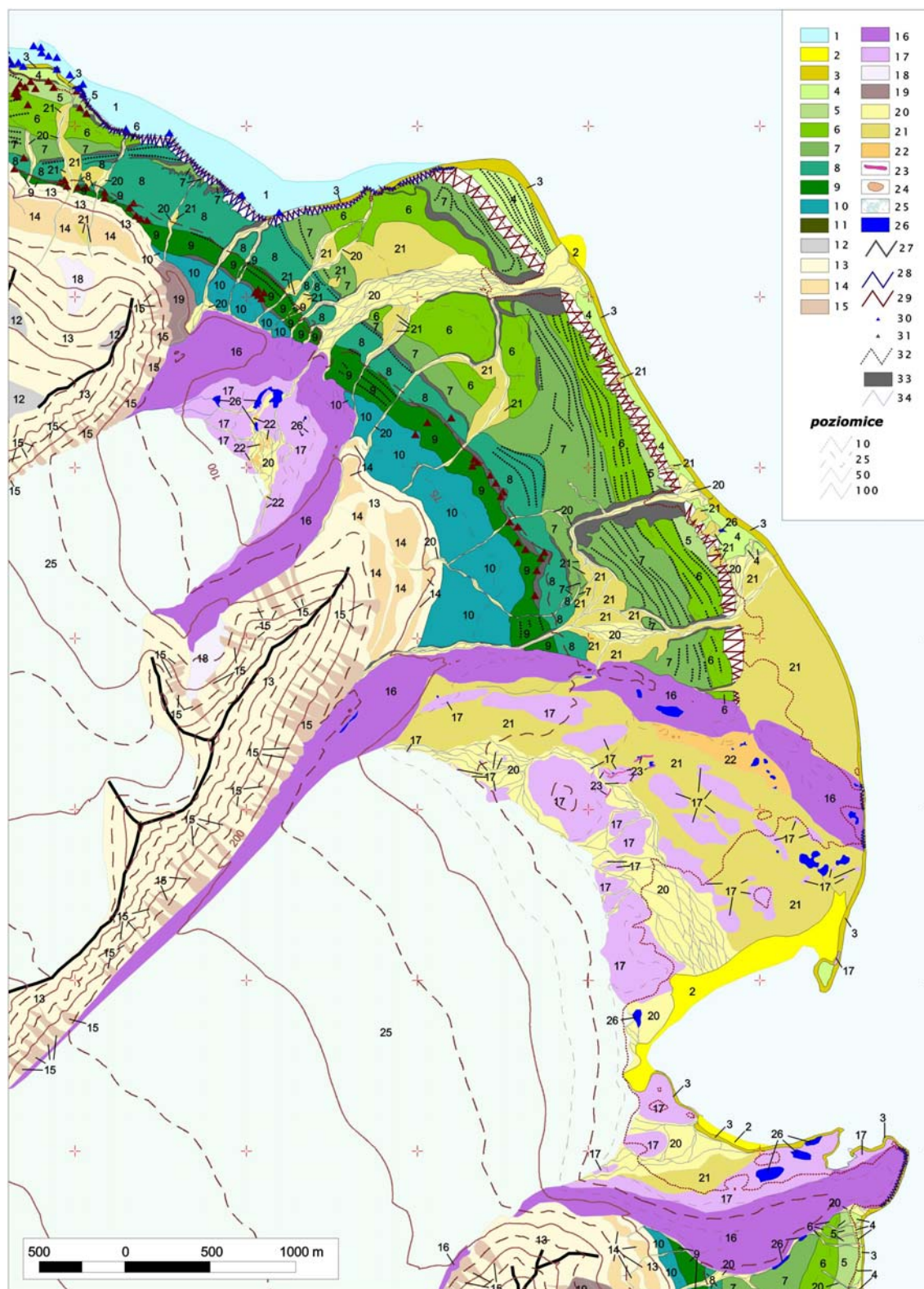
Różna odporność skał oraz skomplikowany układ struktur podłoża (Ryc. 2) - wpłynęły na rozwój rzeźby o cechach strukturalnych: wypreparowanie grzbietów, grzęd i progów, powstanie obniżień nawiązujących do przebiegu skał miękkich oraz rozwoju rozcięć erozyjnych (kanionów) w strefach złuźnień tektonicznych (Pękala 1987, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1988, Pękala, Reder 1989).

W obrębie dolin i grzbietów zachowały się trzy poziomy strukturalno-denudacyjne o wysokościach 400-500 m n.p.m., 200-300 m n.p.m., 100-150 m n.p.m. Mają one charakter wyrównanych, szerokich grzbietów międziodolnych, spłaszczeń w górnych odcinkach dolin, oraz stopni na stokach grzbietów górskich. Na poziomach wyższych zalegają pola firnowe współczesnych lodowców. Niższy poziom (100-150 m n.p.m.) wchodzi w obręb dolnych odcinków dolin i nosi ślady przemodelowania przez lodowce plejstoceny i procesy peryglacialne.

Oprócz elementów rzeźby strukturalno-denudacyjnej występują formy ukształtowane przez lodowce, działalność fal morskich i procesy fluwialne. Są to doliny lodowcowe, baseny współczesnych lodowców, podniesione terasy morskie i rozcięcia erozyjne (Ryc. 4).

Główne doliny lodowcowe posiadają odcinki górne zlodowacone, z elementami rzeźby glacialnej i niwalnej (cyrki i nisze niwalne). Odcinki środkowe i dolne wykazują ślady plejstoceny morfogenezy glacialnej w postaci zmutonowanych poziomów i stopni strukturalnych oraz przegłębień powstałych u podstawy progów. Formy te zostały przemodelowane przez procesy peryglacialne (wietrzenie, soliflukcję, krioplanację), erozję i akumulację fluwialną (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1988, Repelewska-Pękalowa 1996).

U wylotu dolin, na obszarze równin nadmorskich, zaznacza się rzeźba morska w postaci systemu podniesionych teras morskich związanych z ruchami glacioizostatycznymi w młodszym plejstocenie i holocenie (Landvik *et al.* 1998). Terasy mają charakter platform abrazyjnych, na których zalegają osady czwartorzędowe różnej genezy i wieku (Ryc. 3) (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Salvigsen *et al.* 1991).



Ryc. 4. Mapa geomorfologiczna rejonu Calypsostrandy i przedpola Lodowca Renarda (Zagórski 2002). 1- współczesna platforma abrazyjna, 2- równia pływowa, stożki delty, 3- współczesny wał burzowy, 4- terasa I (2-8 m), 5- terasa II (10-20 m), 6- terasa III (25-30 m), 7- terasa IV (30-40 m), 8- terasa V (40-50 m), 9- terasa VI (50-65 m), 10- terasa VII (70-85 m), 11- terasa VIII (105-120 m), 12- spłaszczenia wierzchowinowe, 13- stoki, 14- poziomy denudacyjno-strukturalne, 15- stożki usypiskowe, 16- wały lodowo-morenowe, moreny spiętrzone i boczne, 17- moreny denne i ablacyjne, 18- lodowce kamieniste, 19- lodowce gruzowe (moreny niwalne), 20- współczesne równiny i stożki sandrowe, stożki napływowe i dna dolin proniwalnych, 21- stare równiny i stożki sandrowe, stare stożki napływowe, 22- kemy, 23- ozy, 24- pingo, 25- lodowce, 26- jeziora, 27- grzbiety, 28- klify morskie aktywne, 29- klify morskie martwe, 30- szkiery, 31- paleoszkiery, 32- wały burzowe, 33- krawędzie, 34- rzeki.

WARUNKI KLIMATYCZNE REJONU BELLSUNDU W SEZONACH LETNICH 1986-2002

W czasie pierwszej Wyprawy UMCS w 1986 roku założono stację meteorologiczną, na której prowadzono pomiary całodobowe. Stacja została zlokalizowana na płaskiej terasie morskiej, na wysokości 23 m n.p.m., w odległości około 200 m od brzegu fiordu Recherche. Współrzędne „ogródka meteorologicznego” to: $\varphi=77^{\circ}33'29,5''N$ i $\lambda=14^{\circ}30'46,6''E$. Podłoże stanowiła tundra plamista, dość uboga gatunkowo, składająca się z kępek mchów, porostów, skalnic i wierzby polarnej o wysokości kilku centymetrów. Pokrywała ona około 60% powierzchni (Świąs 1988). Głównym celem badań było poznanie warunków klimatycznych, w różnych skalach, południowego obrzeża Bellsundu.

W latach 1986-1988 obserwacje prowadzono co trzy godziny w czasie GMT a od 1989 roku tylko w czterech terminach tj. co sześć godzin. W roku 1999 zainaugurowano pomiary meteorologiczne wykonywane za pomocą stacji automatycznych. Zastosowanie ich umożliwiło wykonywanie pomiarów z krokiem czasowym 10 minut, czyli 144 razy na dobę.

Badania wykonywano tylko w sezonach letnich. Długość okresu obserwacji była różna i zależała od czasu trwania ekspedycji. Najdłuższy okres pomiarowy w 1988 roku wynosił 92 dni. Najwcześniej pomiary rozpoczęto 14 czerwca 1987 roku, a najpóźniej zakończono prowadzenie obserwacji 30 września 1988 roku.

W celu określenia warunków klimatycznych Bellsundu w sezonie letnim (średnich za lata 1986-2002) porównano dane z tego samego okresu (04.VII-24.VIII). Wartości średnie dobowe przeliczono dla 4 terminów (Gluza, Siwek 2002).

Średnia temperatura powietrza sezonu letniego w Calypsobyen, okresu z wielolecia 1986-2002, wynosiła 5,3°C. Najcieplejszym był sezon 1990, kiedy to zanotowano 6,3°C, a najchłodniejszy 1987 ze średnią 4,5°C. Najniższa średnia dobową temperaturą wynoszącą 0,2°C wystąpiła 11 sierpnia 1994 roku, a najwyższa (10,2°C) w dniu 13 lipca 2002 roku.

Średnie zachmurzenie ogólne nieba wynosiło 6,7 (w skali 0-8). Przebieg średnich wartości zachmurzenia w całym okresie 1986-2002 był bardzo wyrównany. Wartości jego zmieniały się tylko o 1,5 stopnia (skali 0-8). Najbardziej pogodny był sezon 1991 (5,9), a najwyższym średnim zachmurzeniem cechował się sezon 1994 (7,4). Na zachmurzenie ogólne nieba główny wpływ miało zachmurzenie przez chmury piętra niskiego (*Stratus* i *Stratocumulus*).

Stosunki anemometryczne w dużej mierze są uzależnione od warunków cyrkulacyjnych oraz od orografii terenu. Na tym obszarze duże znaczenie mają również wiatry fenowe i efekt tunelowy wzdłuż długiej osi fiordu. Średnia wieloletnia prędkość wiatru w Calypsobyen wynosiła 3,9 m/s. Najwyższą średnią zanotowano w 1993 roku - 5,8 m/s, a najniższą w sezonach 1995 i 1996 - 2,5 m/s. Najwyższa średnia dobową prędkość wiatru - 14,2 m/s wystąpiła w sezonie 1987 - miało to związek z występowaniem cyrkulacji sprzyjającej powstawaniu wiatrów typu fenowego.

Największą zmiennością, spośród analizowanych elementów, w badanym wieloleciu cechują się opady atmosferyczne. Zakres zmienności wynosi 71,9 mm. Najwyższą sumę opadu (75,2 mm) zanotowano w sezonie 1994 roku, najniższą, tylko 3,3 mm w 1990 roku, można wyrazić stosunkiem 1 do 20. Najwyższa wartość sumy dobowej w wieloleciu wystąpiła w 1993 i wynosiła 36,3 mm. Średnia suma opadu atmosferycznego dla wielolecia wyniosła 27,4 mm.

Wprawdzie 16-letnia seria pomiarów dotyczy tylko sezonów letnich i jest za krótka, żeby stwierdzić ewentualne zmiany klimatu, ale doskonale pozwala na porównywanie poszczególnych sezonów na tle wielolecia oraz pozwala porównywać dane z różnych stacji na Spitsbergenie (Kejna, Arażny, Siwek 2000). Na podkreślenie zasługuje fakt wystąpienia w analizowanym okresie, dwukrotnie mniejszej sumy opadu atmosferycznego w Calypsobyen niż na Stacji PAN w Hornsundzie. Różnica ta spowodowana jest zapewne lokalizacją stacji Calypsobyen, która jest osłonięta od bezpośredniego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego. Pozostałe elementy meteorologiczne w obu stacjach są zazwyczaj podobne. Istnieją jednak dni, w których różnice pomiędzy obydwoma stacjami są znaczne. Ma to głównie związek z cyrkulacją atmosferyczną oraz czynnikami orograficznymi.

ZAGADNIENIA HYDROGRAFICZNE

Wody krążące na omawianym terenie pochodzą z różnych źródeł alimentacji. Pod względem genetycznym są to wody proglacjalne, proniwalne, zmarzlinowe i deszczowe. W rejonie Calypsobyen funkcjonują zlewnie: zlodowacone i niezlodowacone. Typ pierwszy związany jest z obszarami częściowo zlodowaconymi, gdzie dominującą składową odpływu stanowi odpływ proglacjalny, natomiast w zlewniach niezlodowaconych zasilanie ma charakter śnieżno-deszczowo-zmarzlinowy.

Wraz ze wzrostem temperatury powietrza rośnie miąższość czynnej warstwy zmarzliny, która zasilą wody powierzchniowe. Woda wypełnia liczne zagłębienia i jeziorka. Odpływ wody odbywa się po stropie zmarzliny oraz wśród form segregacji mrozowej. Retencja wodna czynnej warstwy zmarzliny zależy od wzrostu temperatury, właściwości hydrogeologicznych podłoża i przebiegu warunków meteorologicznych, szczególnie od wielkości i rozkładu w czasie zasilania atmosferycznego. Skład granulometryczny utworów pokrywowych Calypsostrandy sprzyja infiltracji wody. Współczynniki infiltracji w utworach żwirowych sięga do 0,01 m/s.

Miąższość strefy aeracji rośnie wraz z obniżaniem stropu zmarzliny podczas polarnego lata. Z zwierciadło wody poziomu nadzmarzlinowego dostosowuje się do stropu zmarzliny. Badania dynamiki wahań zwierciadła i ocenę wielkości retencji wodnej umożliwiły pomiary w sieci piezometrów zlokalizowanych w różnych ekosystemach Calypsostrandy.

Krzywa obrazująca stany wody podziemnej w poszczególnych latach ma zazwyczaj kształt krzywej wysychania. Wielkość strat wody wskutek drenażu i ewapotranspiracji przewyższa zwykle zasilanie atmosferyczne i dopływ wody z tajania zmarzliny.

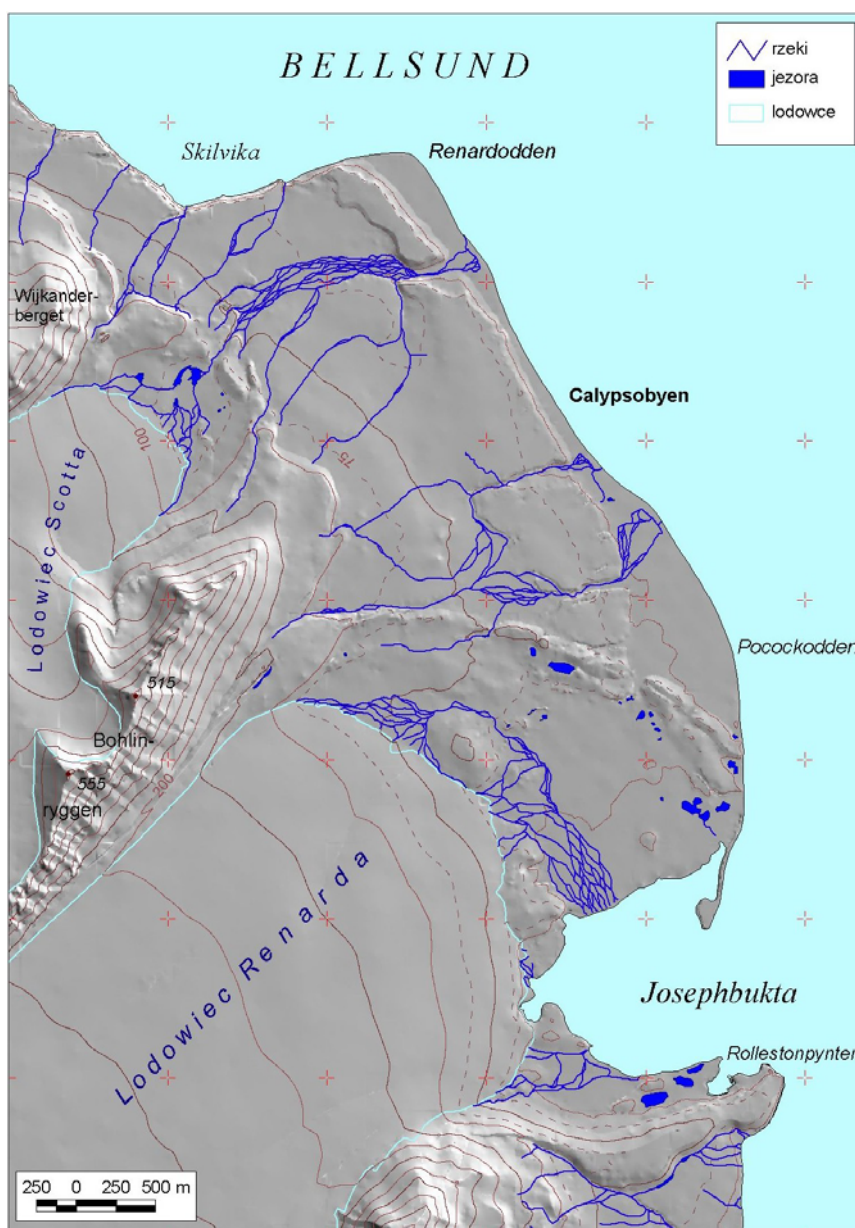
Retencja wodna w czynnej warstwie zmarzliny jest związana z miąższością strefy zawodnionej i współczynnikami odsączalności. Maksymalne stwierdzone wartości były rzędu 150 mm. W przypadku braku opadów retencja szybko maleje i wielokrotnie stwierdzano całkowity zanik podziemnego poziomu wodonośnego (retencja 0 mm). W następstwie obfitego zasilania deszczowego może nastąpić szybki wzrost stanów wody podziemnej a tym samym wielkości retencji.

W okresie lata główną składową odpływu w zlewniach zlodowaconych stanowią wody proglacjalne. Ich udział sięga 90% odpływu całkowitego. W zlewniach niezlodowaconych przeważa odpływ wód pochodzenia zmarzlinowego. Typowym zjawiskiem jest stopniowa redukcja zasobów wodnych statycznych i dynamicznych zretencjonowanych w czynnej warstwie zmarzli-

ny. Prowadzi to do powolnego obniżania przepływów cieków, spadku wydajności źródeł oraz zaniku zbiorników wód powierzchniowych (jeziorek i podmokłości).

Lodowiec Renarda

Zlewnia Renarda ma powierzchnię 39 km². Najwyższy jej punkt, Storguben, wznosi się do 831 m n.p.m. Lodowiec Renarda ma dobrze rozwinięty system odwodnienia i należy do lodowców politermalnych. Cieki powierzchniowe są liczne i prowadzą znaczne ilości wody. Ich wcięcie w strefie czoła lodowca sięga 5-8 m. Duże ilości wody prowadzą też cieki brzeżne. Główny wypływ subglacjalny położony jest w centralnej części czoła. Współcześnie odpływ z przedpola kieruje się w stronę Josephbukty (Ryc. 5). W środku sezonu letniego łączny odpływ z Lodowca Renarda osiąga ok. 5 m³/s.



Ryc. 5. Sieć hydrograficzna rejonu Calypsostrandy

Charakterystyczną cechą omawianego lodowca jest występowanie tzw. efektu Stenborga, czyli niesynchronizacji wzrostu ablacji i odpływu. Jest to zjawisko związane z ewolucją systemu drenażu lodowcowego w poszczególnych sezonach letnich.

Na przedpolu lodowca tworzą się rozległe pokrywy naledzi. W końcu czerwca mają one grubość przekraczającą 1 m. Utrzymują się zwykle do końca sezonu ablacyjnego. Ich istnienie świadczy o hydrologicznej aktywności lodowca także podczas polarnej zimy.

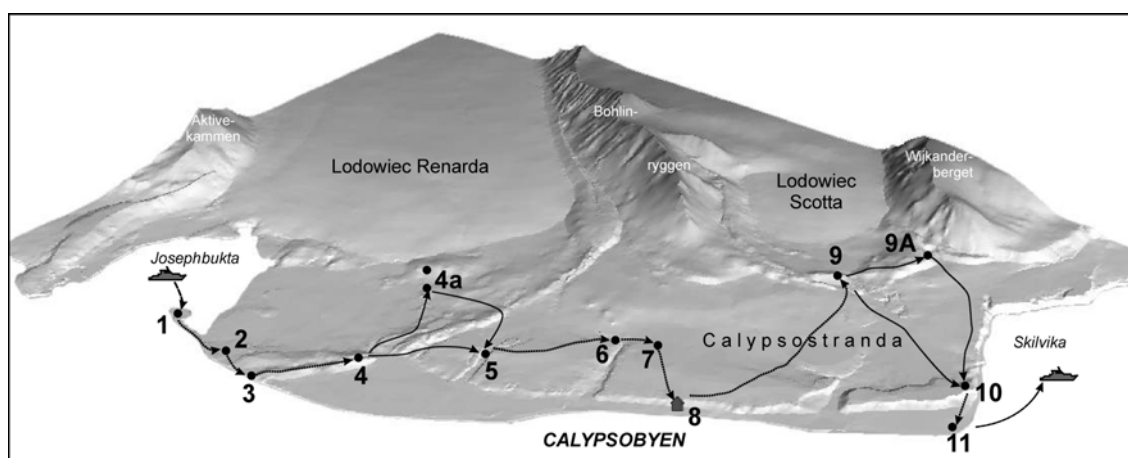
Lodowiec Scotta

Zlewnia rzeki Scotta zajmuje powierzchnię 10,125 km², w tym lodowiec 5,2 km², co stanowi 51%. Najwyższe partie lodowca sięgają prawie 600 m n.p.m., a wysokość czoła w roku 2002 wynosiła 80 m n.p.m. Długość lodowca wynosi 4 km, szerokość 1,1 - 1,8 km, zaś średni spadek 8°. Lodowiec wypełnia dolinę górską ograniczoną masywami Bohlinryggen i Wijkan-derberget. System drenażu lodowcowego jest dobrze rozwinięty. Powierzchniową składową odpływu tworzą cieki supraglacialne, wcięte od około 0,5 m w części górnej do 3-4 m w pobliżu czoła. Ich sieć najsilniej jest rozwinięta w SE (prawej) części lodowca. Część NW odwadniana jest tylko przez nieliczne i niewielkie potoki. Pomiędzy lodowcem a pasmem Bohlinryggen funkcjonuje ciek brzeżny o średnim przepływie 20 l/s. Wody proglacialne gromadzone są w płytkim zbiorniku zastoiskowym przed czołem lodowca, skąd rzeka Scotta poprzez przełom w wale moren czołowych, wyprowadza je na obszar równiny nadmorskiej. Sandr zewnętrzny rozcina sieć koryt o głębokości do 1 m. Są to formy niestabilne, ulegające znacznym przekształceniom wskutek kolejnych wezbrań rzecznych. Średni przepływ rzeki Scotta w profilu kluczowym (przełom przez podniesioną terasę morską wys. 30 m n.p.m.) oceniono na 0,96 m³/s. Średni odpływ ze zlewni rzeki Scotta oceniany jest na około 900 mm rocznie. Lodowiec jest w stadium recesji i wykazuje ujemny bilans masy.

PRZEWODNIK TERENOWY

Kazimierz PEKALA, Janina REPELEWSKA-PEKALOWA, Piotr ZAGÓRSKI
Zakład Geomorfologii Instytut Nauk o Ziemi UMCS

Trasa wycieczki biegnie przez obszar zachodniego obrzeżenia fiordu Recherche od mierzei w zatoce Josephbukta (1) do zatoki Skilvika (10, 11) (Ryc. 6). Zatoka Josephbukta dochodzi do czoła Lodowca Renarda. Jest ona osłonięta od wiatrów, dzięki czemu na ogół panują tu warunki sprzyjające żegludze, co często wykorzystują różne jednostki pływające chroniące się tu przed zbyt dużą falą w fiordzie. Dobrze widoczne jest czoło i przedpole Lodowca Renarda. Od strony południowej okala zatokę morena boczna, która przechodzi w pasmo Activekammen. Od strony północnej Lodowiec Renarda przylega do pasma Bohlinryggen. Na dalszym planie widać Lodowiec Recherche zamykający fiord.

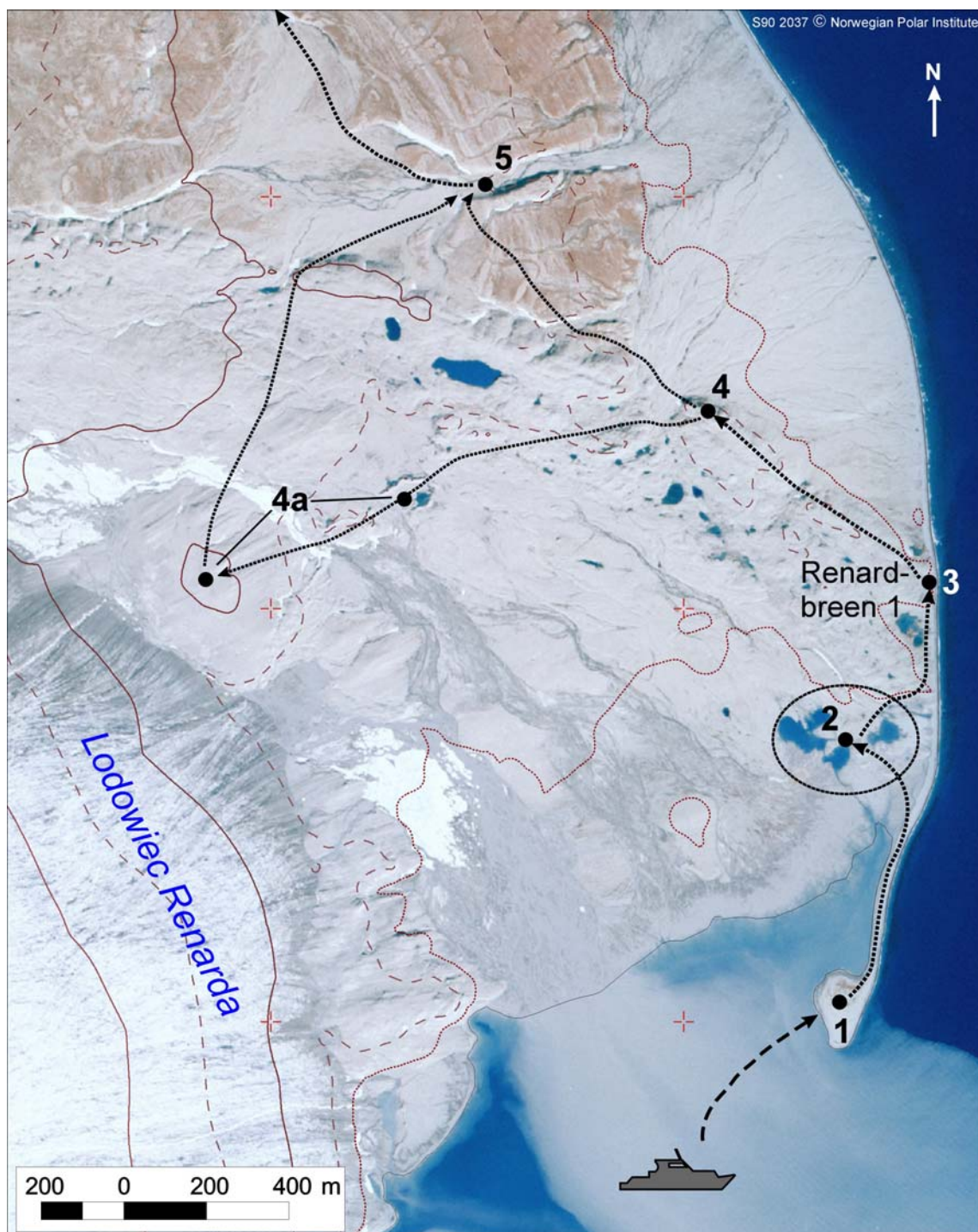


Ryc. 6. Model przestrzenny rejonu Calypsostrandy i przedpola Lodowca Renarda (Zagórski 2002). Miejsce lądowania, trasa przejścia i lokalizacja punktów.

Punkt 1

Mierzeja w Zatoce Josephbukta

Mierzeja zamyka zatokę położoną na przedpolu Lodowca Renarda (Ryc. 7). Jej powstanie jest skutkiem akumulacji materiału transportowanego przez prądy przybrzeżne zachodniego brzegu fiordu Recherche w bezpośrednim kontakcie z czołem lodowca, o czym świadczy obecność glin zwałowych stwierdzona w kilku miejscach. W strefie połączenia z wałami moreny czołowej mierzeja przechodzi w morenę denną z systemem form wytopiskowych. Rozszerzona, czołowa partia mierzei o kształcie owalnym jest formą bardzo szybko narastającą, o czym świadczy pozycja odnajdywanych śladów działalności człowieka, drewna dryftowego oraz obecność otoczków z węgla eksploatowanego w kopalni w Calypsobyen.



Ryc. 7. Trasa przejścia oraz lokalizacja stanowisk na przedpolu Lodowca Renarda i w południowej części Calypsostrandy.

Punkt 2.

Zjawiska termokrasowe w strefie moreny dennej i sandrów

Jest to obszar przedpola Lodowca Renarda ukształtowany przez procesy akumulacji lodowcowej, wodno-lodowcowej, morskiej oraz erozji i zjawiska termokrasowe (Ryc. 7). Na niewielkiej przestrzeni występują formy moreny czołowej rozciętej przez rzeki lodowcowe, pagórki moreny dennej zalegające na starszych osadach sandrowych oraz system form erozyjno-

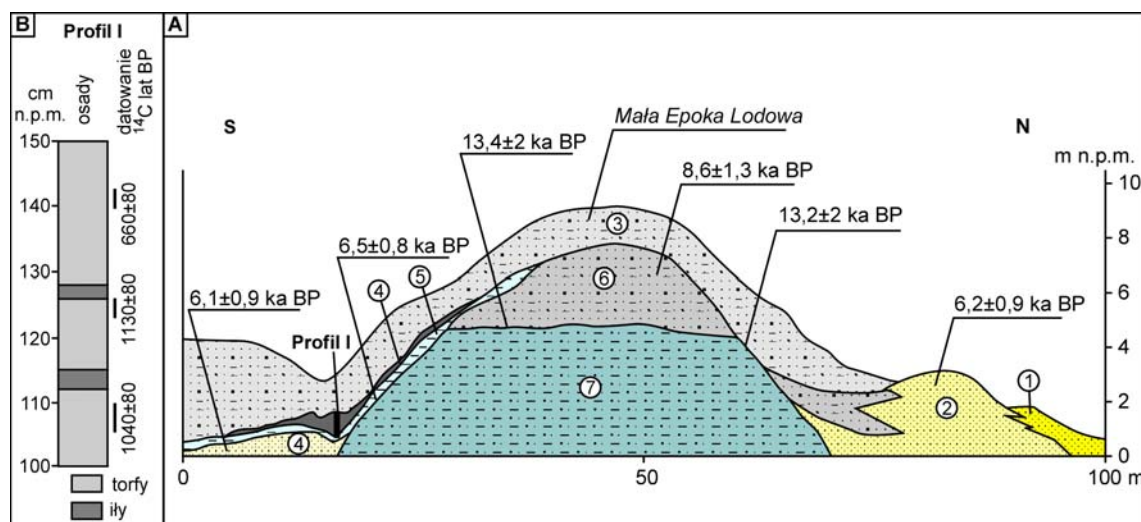
akumulacyjnych stożka sandrowego. Morena denna przykryta jest cienką pokrywą sandrową maskującą relief powstały na powierzchni moreny podczas recesji lodowca. Są to żłobki moreny „fluted” oraz wały recesyjne. W obrębie zatoki i w najbliższym otoczeniu powstało szereg form termokrasowych w skutek współczesnego wytapiania się brył martwego lodu lodowcowego (Mała Epoka Lodowa), pogrzebanego lodu naledziowego i morskiego przykrytego osadami fluwialnymi.

Punkt 3

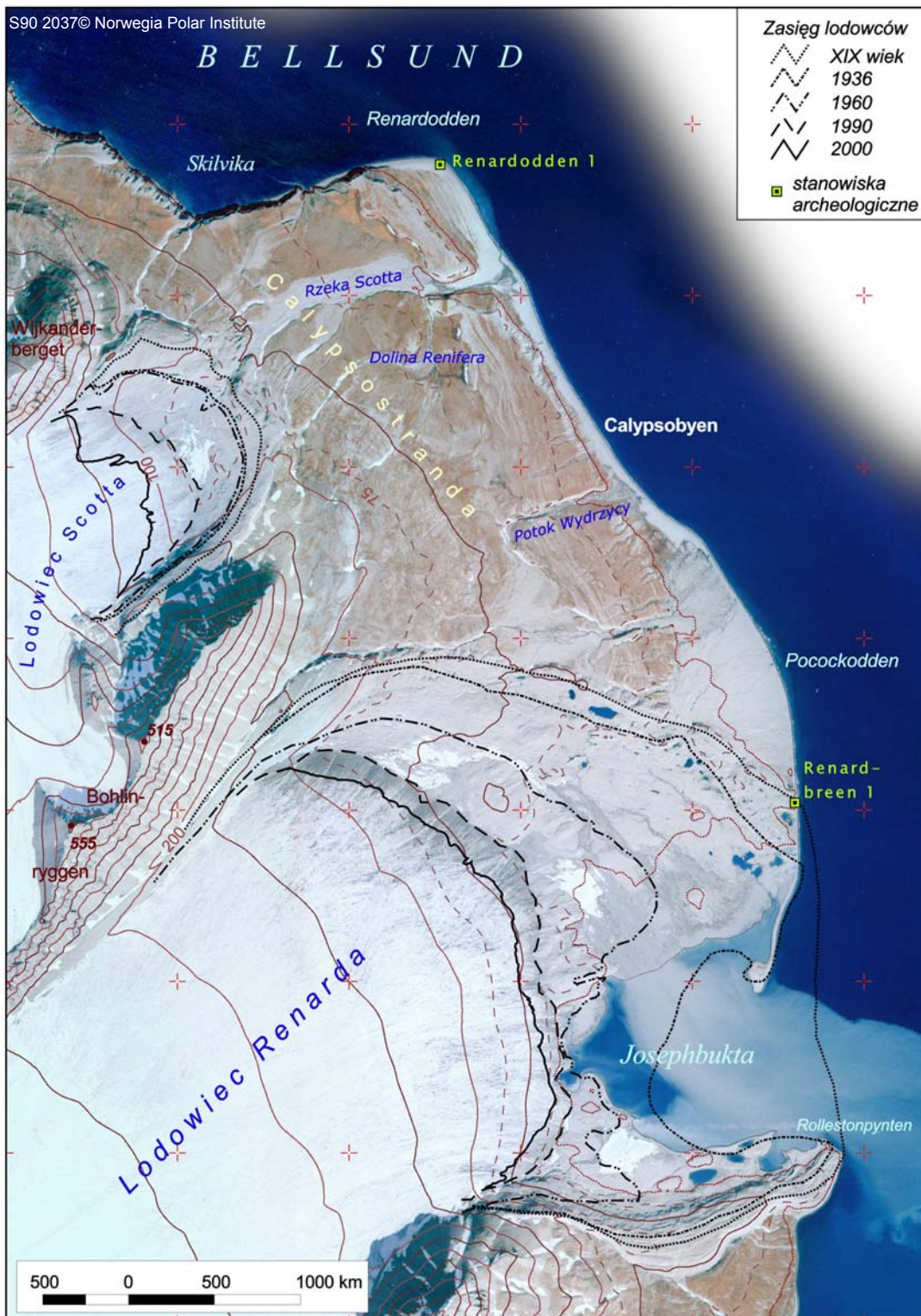
Stanowisko archeologiczne w spiętrzonej morenie czołowej Lodowca Renarda (Renardbreen 1)

W pobliżu nasady wyciągniętej mierzei (Josephbukta) wysokie fale sztormowe podcinające brzeg, który stanowi w tym miejscu morena czołowa Lodowca Renarda, odsłoniły stanowisko archeologiczne zawierające drewno, okruchy cegieł, węgiel, skrawki skóry, kości ptaków i fiszby wielorybów (Ryc. 7,8). Znalezione również fragment fajki fajansowej, datowany na XVI wiek. Znaleździś to świadczy o istnieniu w tym miejscu osady wielorybniczej, której resztki wraz z glebą i roślinnością tundrową, zostały spiętrzone i prawdopodobnie przykryte moreną w czasie Małej Epoki Lodowej (Ryc. 9).

Stanowisko to, badane w latach 1986-1993 (Krawczyk, Reder 1989, Dzierżek *et al.* 1990, Jasinski, Starkov 1993), jest jedynym na Spitsbergenie, gdzie resztki budownictwa wielorybniczego zostały przykryte gliną zwałową. Pozwala ono datować aktywność lodowców i zmiany poziomu morza w czasach historycznych.



Ryc. 8. Osady czwartorzędowe w profilu moreny czołowej Lodowca Renarda w strefie stanowiska archeologicznego (Pękała, Repelewska-Pękałowa 1990); A: 1- współczesny wał burzowy, 2- fosylny wał burzowy, 3- gлина zwałowa (Mała Epoka Lodowa), 4- spiętrzony poziom kulturowy osady wielorybniczej z roślinnością fosylną (profil 1), 5- iły, 6- gлина zwałowa, 7- osady glacialno-morskie; B- Profil osadów organicznych stanowiska Renardbreen (Dzierżek *et al.* 1990).



Ryc. 9. Etapy recesji lodowców Renarda i Scotta w XIX i XX wieku.

Punkt 4

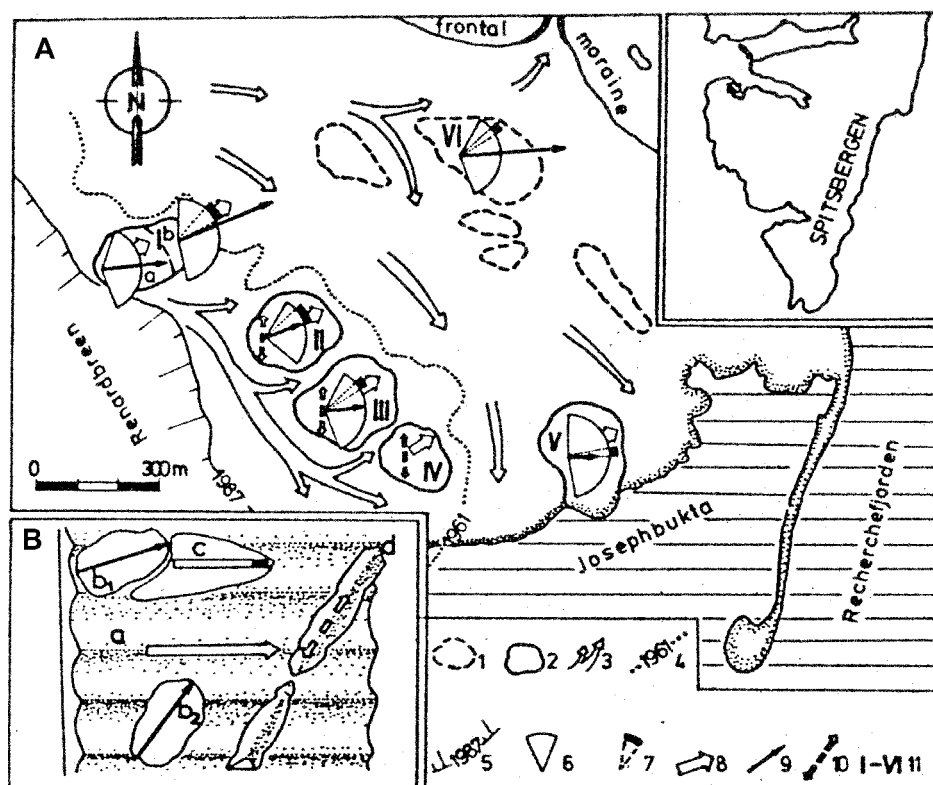
Punkt widokowy

Punkt widokowy położony na wysokości 37 m n.p.m. na wale zewnętrznym moreny frontalnej Lodowca Renarda, w pobliżu przełomu utworzonego przez wody lodowcowe. Z tego

miejsca dobrze widoczny jest lodowiec, rzeźba jego przedpola oraz cechy ogólne ukształtowania Calypsostrandy (Ryc. 4,9)

Lodowiec Renarda jest największym lodowcem w NW części Ziemi Wedela Jarlsberga. Powierzchnia jego wynosi 28 km², długość 8 km zaś szerokość od 2,5 do 6 km. Współcześnie jest w stadium recesji (Reder 1996). Tempo recesji w okresie 1960-2001 wyniosło 20-50 m/rok (Ryc. 9). Cały system odprowadzania wód skierowany jest do Josephbukty. Lodowiec Renarda jest lodowcem politermalnym, z rozległymi pokrywami naledzi.

Jego morena frontalna składa się z trzech różnowiekowych wałów. Dwa zewnętrzne nie zawierają martwego lodu, jedynie wewnętrzny, skorelowany z Małą Epoką Lodową, zbudowany jest z zagrzebanego martwego lodu współcześnie wytapiającego się, co daje efekt morfologiczny w postaci zagłębień i jezior. Pomiędzy morenami frontalnymi a czołem lodowca powstał cały system sandrów, kemów, ozy oraz morena denna głównie typu „fluted” (Punkt 4a, Ryc. 7,10). Na powierzchni mutonów występuje morena żłobkowa subglacialna oraz nowy typ genetyczny żłobków supraglacialnych, których rozwój jest związany z depozycją osadów supraglacialnych zalegających w rynnach ablacyjnych na powierzchni czoła lodowca (Merta 1988, 1989).



Ryc. 10. **A:** Szkic przedpola Lodowca Renarda (Merta 1988): 1- płyty erozyjnej moreny o zatartej strukturze „fluted”, 2- płyty o świeżym reliefie typu „fluted”, 3- kierunki odpływu wód progradacyjnych, 4- położenie czoła lodowca w roku 1961, 5- położenie czoła lodowca w sezonie badań, 6- zakres orientacji dłuższych osi głazów wolnych (typ b₂), 7- zakres orientacji wydłużenia akumulatów morenowych typu „c”, 8- wektor wypadkowy orientacji dłuższych osi głazów typu b₁, 10- położenie niekompletnych wałów, 11- domeny pomiarowe I-VI; **B:** Schemat usytuowania poszczególnych typów elementów kierunkowych, ich symbolika i sposób pomiaru: a- grzbiety i żłobki, b₁- głazy z osadem na zapleczu, b₂- głazy wolne, c- sady morenowe w cieniu głazów b₁, d- niekompletne wały.

Wody lodowcowe w strefie zewnętrznej rozcięły terasy morskie oraz utworzyły rozległe stożki sandrowe nadbudowujące niską terasę morską (4-6 m).

W kierunku północnym roztacza się widok na równinę Calypsostranda, składającą się z systemu podniesionych teras morskich (Ryc. 4). Calypsostranda jest formą poligenetyczną, stopniowo opadającą w kierunku fiordu Recherche, utworzoną podczas szybkiego podnoszenia izostatycznego u schyłku plejstocenu (Ryc. 18). Jest ona rozcięta przez wody lodowcowe i pro-niwalne, nadbudowana przez stożki napływowe i sandry oraz przekształcona przez procesy peryglacjalne.

Po zachodniej stronie Calypsostrandy przebiega uskoku tektoniczny zachodniego skrzydła rowu tektonicznego Renardodden, wypełnionego osadami trzeciorzędowymi. Strefa kontaktu odsłania się w rozcięciach erozyjnych (punkty: 5 i 6) oraz w klifie zatoki Skilvika (punkt 10) (Ryc. 11).

Punkt 5

Wodospad na uskoku tektonicznym

Rozcięcie erozyjne utworzone w osadach czwartorzędowych przez wody lodowcowe (Ryc. 7). Odpreparowany został próg strukturalny w strefie uskoku zachodniego skrzydła rowu tektonicznego. W obrębie tego progu powstał wodospad, a także interesujący zespół form erozyjnych nawiązujących do systemu spękań i odporności diamyktów serii metamorficznej *Hecla Hoek* (Birkemnajer 2004).

Punkt 6

Górny odcinek kanionu rzeki Wydrzycy - strefa kontaktu skał metamorficznych i osadowych

Trasa od punktu 5 biegnie brzeżną częścią stożka sandrowego, który stopniowo przechodzi w górny, równoległy do uskoku odcinek doliny Wydrzycy (Ryc. 11). Dolina pogłębia się, zmienia kierunek na wschodni, poprzeczny do struktur podłoża. Wycięta jest w utworach trzeciorzędowych (mułowce, piaskowce z florą i wkładkami węgla, eksploatowanymi w kopalni w Calypsobyen). Podobną serię skał trzeciorzędowych można obserwować w dolinie Potoku Renifera oraz w klifie zatoki Skilvika (Ryc. 2).

Na skałach trzeciorzędowych zalegają osady morskie, gliny, żwiry i piaski fluwioglacjalne. Na powierzchni są przekształcone przez procesy peryglacjalne - soliflukcję i segregację mrozową.

Punkt 7.

Poligon peryglacjalny

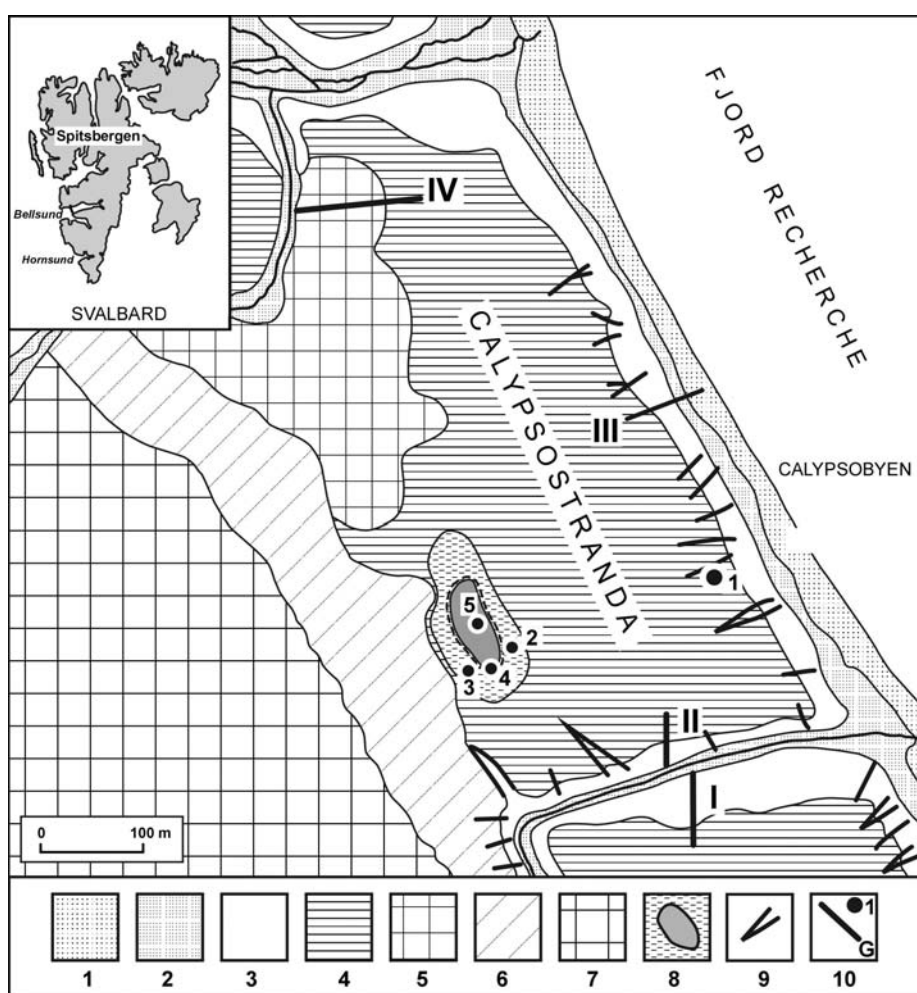
Fragment Calypsostrandy kształtowany przez procesy kriogeniczne związane z segregacją mrozową w zróżnicowanych warunkach wilgotnościowych, charakteryzuje się obecnością gruntów strukturalnych (terasy girlandowe, wieńce kamieniste, bугry) - o różnej wielkości, kształcie i współczesnej aktywności procesów. Obszar ten jest poligonem badań zjawisk peryglacjalnych i monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (Tabela 1, Ryc. 11, 12, 13).



Ryc. 11. Trasa przejścia oraz lokalizacja stanowisk na Calypsostranden w rejonie Calypsoabyen i Skilviki.

Monitoring czynnej warstwy zmarzliny

W ramach realizacji programu naukowego wypraw polarnych UMCS w ciągu kilkunastu sezonów (1986-2002) prowadzono pomiary miąższości czynnej warstwy zmarzliny. Główny poligon badawczy stanowiła Calypsostranda, równina nadmorska stanowiąca system podniesionych teras morskich, położona w sąsiedztwie przedpoli lodowców Renarda i Scotta (Ryc. 4,12). Miąższość czynnej warstwy zmarzliny określano stosując metodę sondowania metalowym prętem oraz używano zmarzlinomierzy Danilina. Punkty pomiarowe reprezentatywne dla środowiska tundry, były usytuowane w miejscach różniących się stopniem mobilności wody w pokrywach, pokryciem roślinnością, nachyleniem oraz ekspozycją. Znajdowały się one na powierzchni podniesionej terasy morskiej o wysokości: 20-40 m n.p.m., a także na stokach dolin rozcinających tę terasę i na nachylonych powierzchniach martwego klifu przeobrażonego przez procesy peryglacjalne (Ryc. 12). Maksymalne wielkości letniego rozmarzania gruntu były zróżnicowane (Tabela 1).



Ryc. 12. Główne zespoły form i lo-kalizacja punktów pomiarowych czynnej warstwy zmarzliny (Repelewska-Pękalowa, Pękała, 2003): 1- plaża, 2- dna dolin i strefy stożków napływowych u podstawy klifu, 3- klif i krawędzie erozyjne dolin, 4- suche powierzchnie teras morskich, 5- strefy aktywnej soliflukcji, 6- okresowo wilgotne terasy nadbudowane stożkami aluwialnymi, 7- zbocza i wysokie terasy morskie przekształcane przez wietrzenie, krioplanację i procesy erozyjne, 8- okresowe jezioro, 9- rozcięcia erozyjne, 10- punkty pomiarowe.

Tabela 1. Maksymalna miąższość czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie w wybranych punktach (w cm).

Punkty	1	2	3	4	5	I	II	III	IV
Rok									
1986	90	125	120	-	60	130	-	145	122
1987	111	175	175	175	68	124	150	165	130
1988	108	163	168	193	70	121	180	177	135
1989	145	165	157	180	83	135	160	186	139
1990	130	165	165	165	56	118	135	170	122
1991	127	148	163	170	75	141	150	165	121
1992	140	170	165	180	70	140	180	155	125
1993	112	180	180	196	70	130	180	180	140
1995	125	176	180	174	68	135	170	160	160
1996	125	154	178	168	65	132	160	151	128
1998	130	124	121	170	75	-	-	160	-
2000	108	175	155	130	45	126	135	160	150
2001	116	131	180	165	73	150	170	132	155
2002	130	155	170	154	81	139	160	150	143
średnia	121,2	157,6	162,6	170,8	68,5	132,4	160,8	161,1	136,2

Punkty 1 - 5 -wzdłuż transektów NS i WE

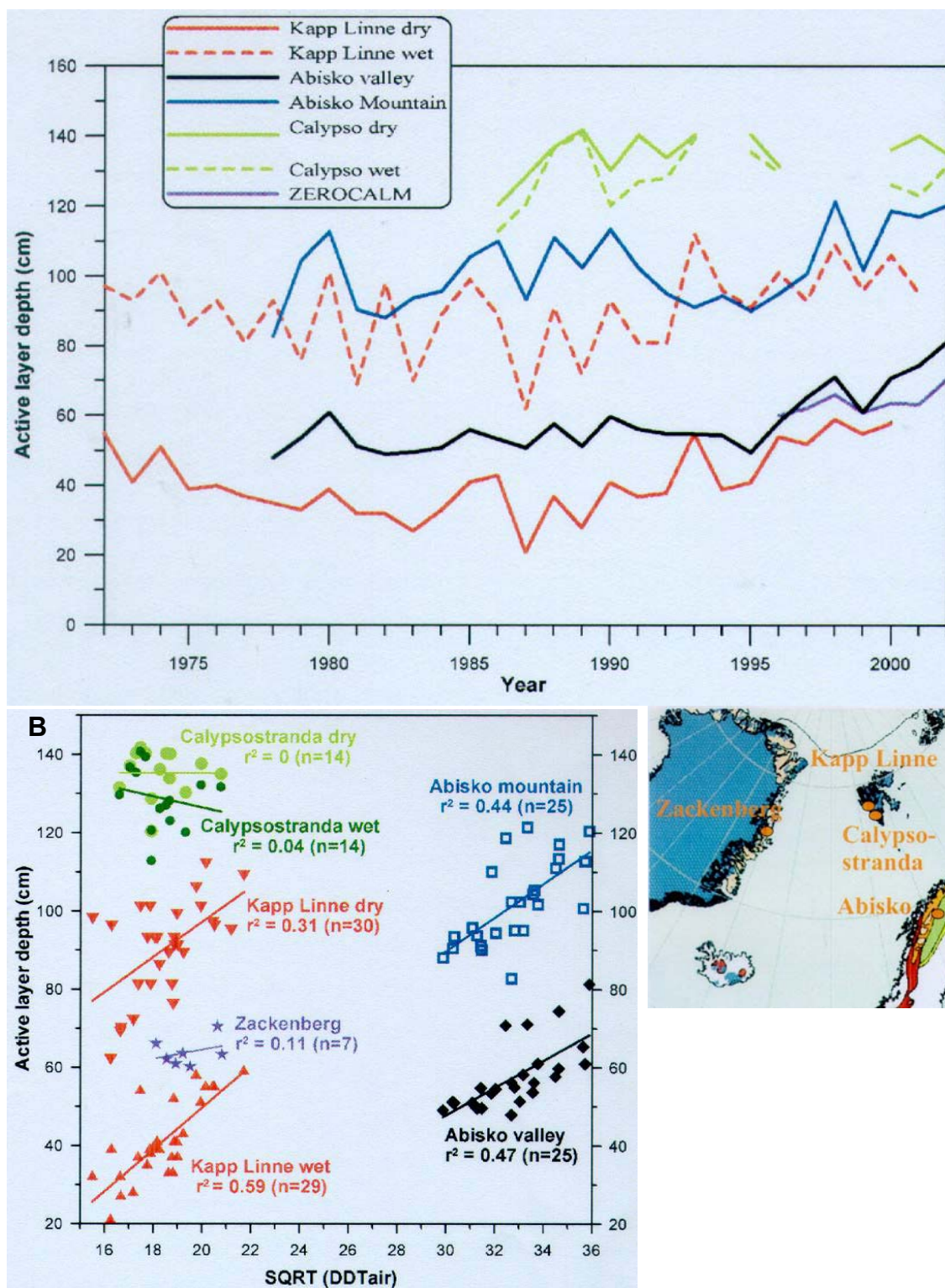
1- płaska terasa morska (piaski i żwiry, sucha tundra). 2- grunty strukturalne z ruchomą wodą, pokrywa piaszczysto-żwirowa, mchy na warstwie torfu, 3 i 4 - grunty strukturalne, ruchoma woda w pokrywach, piaski ze żwirami, bez roślinności, 5- wyspa torfowa na małym zbiorniku wody.

Stoki: I - ekspozycja N, II - ekspozycja S, III - ekspozycja E, IV- ekspozycja W.

Maksymalne wielkości rozmarzania notowano w punkcie z ruchomą wodą w pokrywach (196 cm), zaś minimalne - w obrębie torfowej wysepki (45 cm). W przypadku powierzchni nachylonych stwierdzono, poza skutkiem oczywistego uprzywilejowania termicznego stoku o ekspozycji S, także ocieplający wpływ wiatrów typu foehn, na których działanie narażony był stok III (ekspozycja E). Tempo rozmarzania gruntu było zmienne, w granicach 0,25 do 6,0 cm/dobę. Największe - w pierwszej fazie rozmarzania.

Badania prowadzone na Calypsostrandzie wskazują, że na zróżnicowanie wielkości letniego rozmarzania gruntu duży wpływ mają także czynniki lokalne jak: zjawiska fenowe, mobilność wód nazmarzlinowych, roślinność, ekspozycja i pokrywa śnieżna.

Dane z Calypsostrandy są włączone w system międzynarodowego monitoringu czynnej warstwy zmarzliny CALM (*Circumpolar Activer Layer Monitoring- Site P1 Calypsostranda*) i znajdują się w bazie danych *National Snow and Ice Data Center*, Boulder, Colorado (Repelewska-Pękałowa 2002, Repelewska-Pękałowa, Pękała 2003, Christiansen *et al.* 2003) (Ryc. 13). Zadaniem programu CALM jest gromadzenie i udostępnianie danych dokumentujących proces letniego rozmarzania gruntu w strefach występowania wieloletniej zmarzliny na obu półkulach. Pomiary prowadzone są na 117 obszarach i bierze w nich udział 15 państw. Spitsbergen do niedawna był reprezentowany tylko przez dwa obszary: Kapp Linne (S1) oraz Calypsostranda (P1). Dopiero w 2000 roku rozpoczęto pomiary w Longyearbyen i Ny Ålesundzie, a ostatnio włączono również stanowisko P2 (Kaffiøyra). Program CALM ma służyć obserwacji reakcji czynnej warstwy zmarzliny na zmiany klimatu i decyzją IPA będzie on realizowany w ramach projektów Międzynarodowego Roku Polarnego 2007-2008.



Ryc. 13. A: Miąższość czynnej warstwy zmarzliny w warunkach suchych i wilgotnych, B: Korelacja miąższości i temperatury powietrza (DDT – Daily Degree Thaw) (Christiansen et al. 2003).

Punkt 8.

Calypsobyen

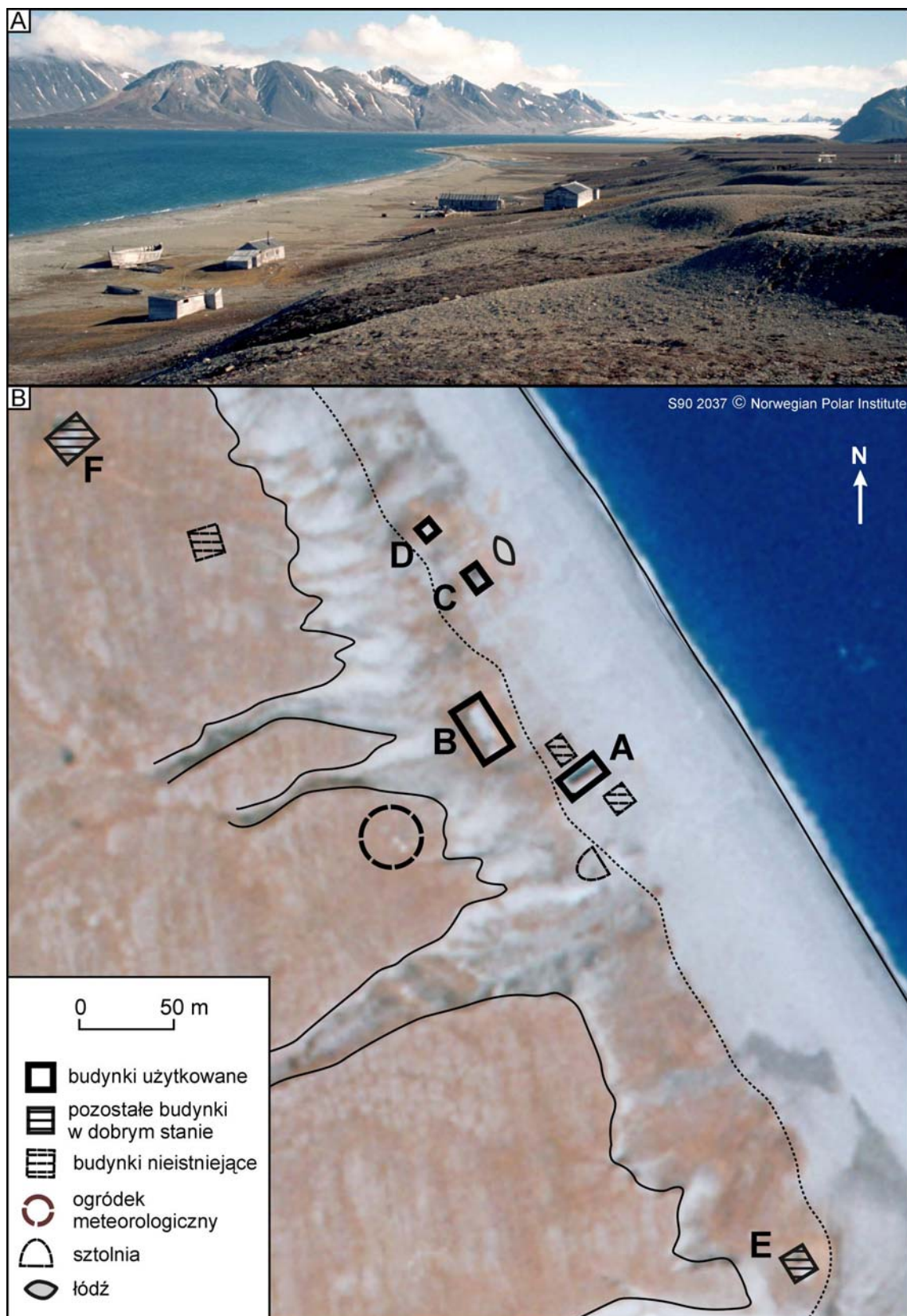
Osada górnicza Calypsobyen leży naprzeciwko wylotu fiordu Van Keulen do fiordu Recherche (Ryc. 14A). Istnienie jej datuje się od początku XX i związane było z planami eksploatacji węgla (Krawczyk, Reder 1989, Roll 1993). Składa się z drewnianych zabudowań zachowanych w różnym stanie. Ich rozmieszczenie przedstawia załączony szkic (Ryc. 14B). Najstarsze budynki pochodzą z pierwszych lat XX w. Są one niezbyt duże, przykryte dwuspadowymi dachami. Tę generację zabudowań reprezentuje domek na stoku w pobliżu ujścia rzeki Wydrzycy (E), kiedyś pokryty korą brzoźową oraz kilka zabudowań w „centrum” osady. Tylko jeden z nich, złożony z dwu izb (C) nadaje się obecnie do zamieszkania. Pozostałe (D) były wykorzystywane jako budynki gospodarcze.

Nieco później, po roku 1911, rozpoczęła działalność londyńska spółka „*The Northern Exploration Company*” planująca eksploatację węgla i marmurów w rejonie Bellsundu. Jeszcze obecnie można znaleźć fragmenty tabliczek z literami „*NEC*”, służących do zaznaczenia terenów będących własnością tej spółki. Pod koniec I Wojny Światowej wybudowano kilka dużych budynków dla potrzeb zlokalizowanej tu kopalni węgla. Dość szybko zaprzestano jednak działalności górniczej, a istniejące zabudowania były w następnych latach wykorzystywane przez traperów. O ich obecności świadczy pozostawiony sprzęt i charakterystyczne ślady w terenie.

Do czasów obecnych przetrwał tylko budynek na plaży, o dłuższej osi prostopadłej do brzegu, aktualnie nadający się do mieszkania (A) oraz dwuczęściowy budynek - stojący nieco wyżej na stoku (B), pełniący rolę magazynu (Ryc. 14). W bliskim otoczeniu zabudowań są jeszcze widoczne ślady wejścia do szybu, tor kolejki i kilka wagoników oraz narzędzia górnicze. Reliktem tej epoki jest także duża drewniana łódź transportowa o namalowanej na burcie nazwie „*Maria Teresa*”. Istnieje jeszcze częściowo zrujnowany budynek na podniesionej terasie morskiej (F). Jest stąd dobry widok na fiordy, toteż w czasie II Wojny Światowej Niemcy umieścili tutaj radiostację, której zwalony maszt jeszcze ciągle leży w pobliżu wejścia.

Zabudowania Calypso pozostają od lat w stanie niezmienionym gdyż zgodnie z prawem wszystkie ślady działalności ludzkiej sprzed 1946 roku podlegają na Spitsbergenie ochronie (Roll 1993). Stanowią one skansen budownictwa przemysłowego z początku XX wieku. Osada Calypso jak i cała NW część Ziemi Wedela Jarlsberga znajduje się w obrębie Parku Narodowego, utworzonego w 1973 roku. Wiążą się z tym pewne istotne ograniczenia, co do przebywania i wszelkiej działalności na tym terenie.

Na mocy pozwolenia Gubernatora Svalbardu, od 1986 roku zabudowania w Calypsobyen są bazą główną Wypraw Polarnych UMCS. Uczestnicy szesnastu pracujących tu Wypraw UMCS przeprowadzili szereg różnorodnych prac remontowych koniecznych, by można było tu wygodnie mieszkać i pracować. Wszelkie remonty i reperacje były wykonane z ogromną troską o zachowanie pierwotnego wyglądu obiektów. W ostatnich latach renowacją osady zajęła się norweska administracja wyspy.



Ryc. 14. Baza ekspedycji UMCS w Calypsobyen. A- ogólna panorama (Fot. P. Zagórski), B- lokalizacja budynków dawnej kopalni węgla.

Punkt 9.

Fazy regresji Lodowca Scotta

Lodowiec Scotta jest lodowcem o charakterze dolinnym. Wypełnia on dolinę, w której wyróżniają się dwa odcinki: górny - obszar pola firnowego, ograniczonego silnie zaznaczającym się w progiem (rygłem) oraz dolny - wypełniony przez jezioro lodowcowe. Szerokość lodowca wynosi około 1,3 m, a długość około 5 km. Od strony wschodniej lodowiec ogranicza pasmo Bohlinryggen a od strony zachodniej pasmo Wijkanderberget u podnóża, których występują stożki usypiskowe i usypiskowo-niwalne świadczące o intensywnym wietrzeniu fizycznym (punkt 9A). Natomiast ujście doliny zamyka kilkudziesięciometrowy wał moren spiętrzonych (wały lodowo-morenowe), rozcięty bramą lodowcową związaną z odpływem wód proglacialnych.

Szczupłość materiałów archiwalnych oraz brak systematycznych pomiarów pozwolił na wyznaczenie położenia czoła Lodowca Scotta (Zagórski, Bartoszewski, 2004) tylko w latach:

- 1936, 1960, 1990 - mapy, zdjęcia lotnicze,
- 1987 - bezpośrednie pomiary terenowe naziemnego zdjęcia fotogrametrycznego,
- 2000, 2001, 2002 - pomiary odbiornikami GPS.

W zestawieniu graficznym uwzględniono źródła:

1) **XIX wiek** (Mała Epoka Lodowa) – zasięg lodowca wyznaczono na podstawie kartowania geomorfologicznego (Szczęsny i in. 1989),

2) **1936** – norweska mapa topograficzna 1:100 000 powiększona do 1:25 000.

3) **1960** – zdjęcia lotnicze. Jednak analizując zdjęcie, zamieszczone w pracy J. Landvika *et al.* (1992, str. 337), wykonane w 1963 roku, czoło Lodowca Scotta ma wyraźnie znacznie większy zasięg niż na zdjęciu lotniczym z 1960 roku. Prawdopodobnie jest to wynikiem szarży lodowca (mini szarży - Jania 1993; Reder 1998).

4) **1987** – naziemne pomiary fotogrametryczne na przedpolu Lodowca Scotta (Merta *et al.* 1990). Dokonano również porównania z danymi uzyskanymi z analizy fotogrametrycznej zdjęć lotniczych z 1960 oraz analizy zmian zasięgu i geometrii lodowca w okresie 1960 – 1987. Stwierdzono, że w okresie 27 lat Lodowiec Scotta wycofał się o około 530 m (z nowszych pomiarów GPS wynika, że jest to wartość zawyżona), tj. około 20 m/rok, a powierzchnia uległa obniżeniu o około 75 m (2,7 m/rok).

5) **1990** – analiza fotogrametryczna zdjęć lotniczych (Zagórski 2002).

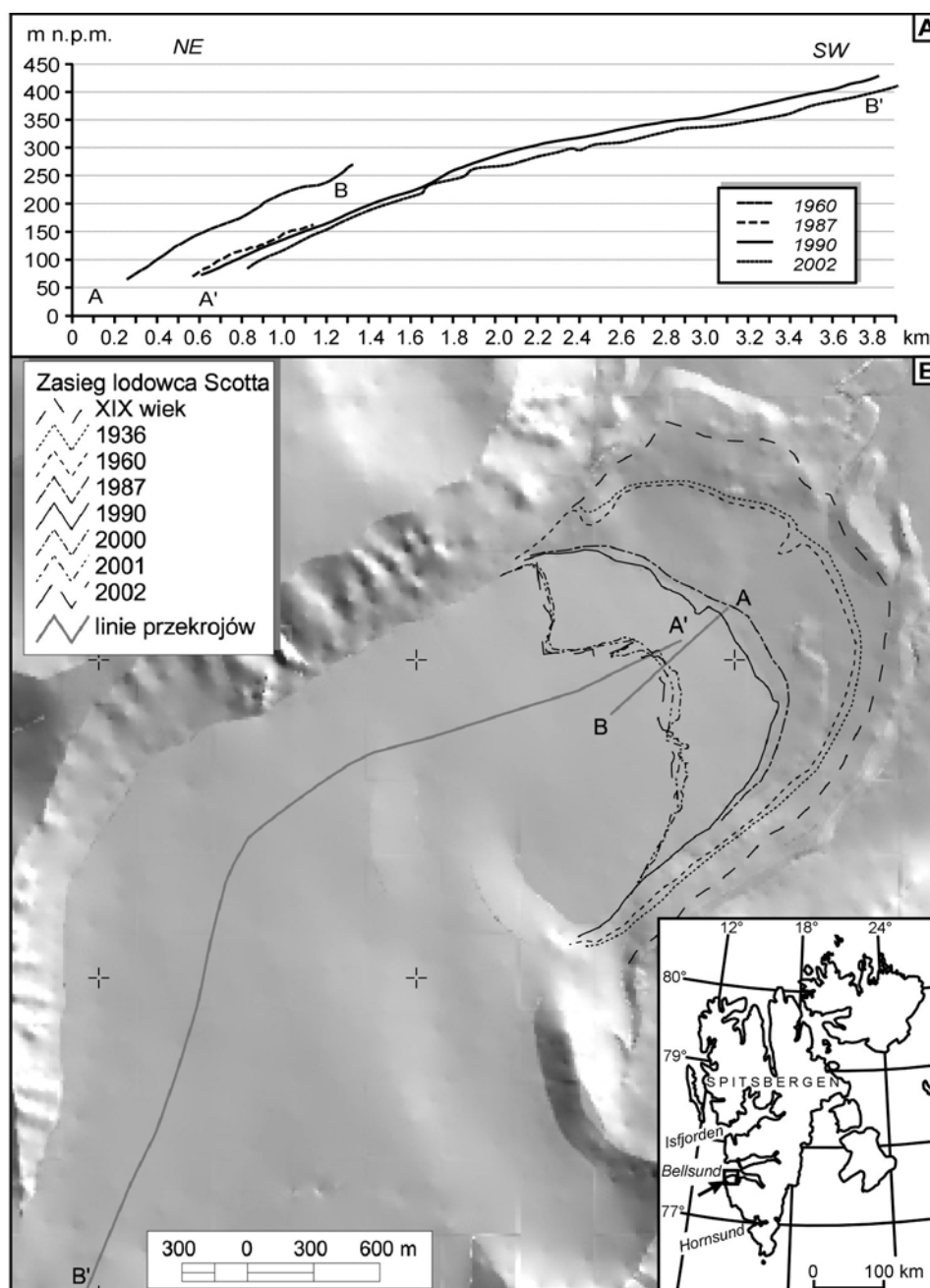
6) **2000** – terenowe pomiary odbiornikami geodezyjnymi GPS Ahtech Z12 i Leica SR530 (Zagórski, Sękowski, 2000). Jednak w trakcie przejścia nie został wyznaczony faktyczny zasięg czoła lodowca, ale zasięg moreny ablacyjnej występującej na jego powierzchni.

7) **2001, 2002** – terenowe pomiary odbiornikiem GPS Garmin eTrex Summit, rejestrując punktowo zasięg czoła lodowca. Jednak był to pomiar nawigacyjny, nie odniesiony do żadnej stacji referencyjnej, a przez to obciążony błędem (kilka, kilkanaście metrów).

Wszystkie dane uzyskane zarówno na podstawie analizy materiałów archiwalnych jak i nowszych danych pomiarowych GPS, transformowano do jednolitego układu współrzędnych UTM 33 na elipsoidzie WGS84 i zestawiono w programie ArcView 3.1 (Ryc. 15). Dzięki temu możliwe było obliczenie przybliżonej powierzchni lodowca w analizowanych okresach (Zagórski, Bartoszewski 2004). Dane te zestawiono w Tabelach 1 i 2. Dostępne dane pozwoliły również na

wykonanie dla 4 lat profili podłużnych wzdłuż lodowca, które umożliwiają analizę zmiany geometrii Lodowca Scotta.

Przedstawione dane wskazują na recesję Lodowca Scotta w ostatnim stuleciu. Przejawia się ona w cofaniu czoła oraz zmianie profilu podłużnego lodowca (Ryc. 1). Największe obniżenie powierzchni stwierdzono w strefie najniżej położonej. Tempo cofania się czoła było bardzo zróżnicowane. Najszybciej proces ten zachodził w ostatniej dekadzie XX wieku, kiedy to również nastąpiła zmiana z frontального cofania się lodowca na aeralne wytapianie się izolowanych fragmentów lodu lodowcowego.



Ryc. 15. Zmiany położenia czoła Lodowca Scotta (Zagórski, Bartoszewski 2004). **A:** Profile podłużne wzdłuż Lodowca Scotta: A-B – 1960, 1987 wg Merta, Ozimkowski 1990; A'-B' – 1990 – na podstawie modelu cyfrowego uzyskanego z obróbki fotogrametrycznej zdjęć lotniczych, 2002 – pomiary odbiornikiem GPS; **B:** Zasięgi czoła Lodowca Scotta zestawione na podstawie materiałów archiwalnych i pomiarów GPS.

Tabela 1. Zmiana powierzchni Lodowca Scotta w odniesieniu do maksymalnego zasięgu w okresie Małej Epoki Lodowej (Zagórski, Bartoszewski 2004).

Rok	Powierzchnia (km ²)	Ubytek powierzchni od XIX wieku (km ²)	Ubytek powierzchni od XIX wieku (%)
XIX wiek	6,11		
1936	5,80	0,31	5,0
1960	5,74	0,37	6,0
1987	5,37	0,74	12,0
1990	5,32	0,79	12,9
2000	5,04	1,07	17,5
2001	5,02	1,08	17,3
2002	5,00	1,11	18,0

Tabela 2. Ubytek powierzchni Lodowca Scotta w przeliczeniu na 1 rok oraz odległość wycofania się jego czoła w poszczególnych okresach (Zagórski, Bartoszewski 2004).

Okres	Ubytek powierzchni lodowca (m ² /rok)	Odległość cofnięcia czoła lodowca (m)	Odległość cofnięcia czoła lodowca (m/rok)
XIX - 1936		220	
1936-1960	2750	40	1,7
1960-1987	18040	330	12,2
1987-1990	18200	70	23,3
1990-2000	28000	370	37,0
2000-2001	12990	10	10
2001-2002	18150	10	10
	Śr. (1936-2002) - 14020	Śr. (1936-2002) - 1050	Śr. (1936-2002) - 15,7

Punkt 10

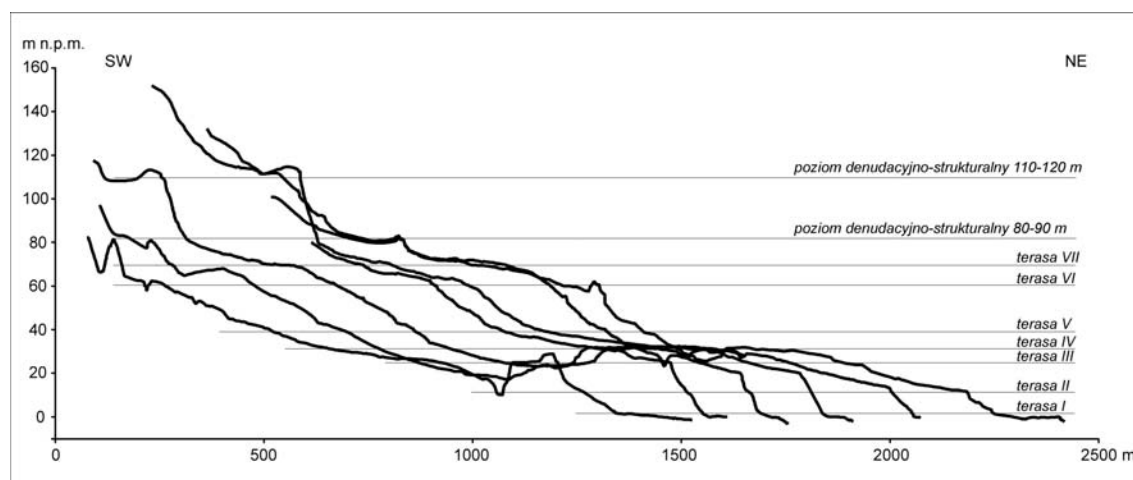
Rzeźba i budowa geologiczna Calypsostrandy (profil Skilvika)

Bezpośrednim efektem zmian poziomu morza związanych z cyklami glacialno-interglacialnymi i glacioizostazją są terasy morskie (Ryc. 16). Bardzo często tworzą one systemy stopni w obrębie, których występują charakterystyczne wały burzowe wyznaczające dawną linię brzegową oraz martwe klify i paleoszkierzy związane z abrazją morską (Ryc. 4). Na obszarze Calypsostrandy wyróżnia się siedem teras, których wysokości układają się w przedziale od 2 do 85 m n.p.m. (Zagórski 2002).

Najwyższą jest terasa o wysokości 70-85 m (VII), wykształcona jako lekko pochylona platforma abrazyjna. W rejonie grzbietu Bohlinryggen przylega ona do poziomów denudacyjnych (80-90 m oraz 125-140 m), wykazujących wyraźne ślady przekształcenia glacialnego (Ryc. 4), natomiast na przedpolu Lodowca Scotta została częściowo nadbudowana wałami lodowo-morenowymi. Charakter abrazyjny ma również terasa VI wysokości 50-65m. Wiek tych teras jest trudny do określenia ze względu na brak, lub szczątkowe występowanie, osadów akumulacyjnych. Ich powierzchnie wykazują również ślady wyraźnego przemodelowania glacialnego stąd przypuszczenie, że są one wieku przedvistuliańskiego.

Terasy morskie (V-I) położone poniżej mają charakter akumulacyjny. Zbudowane są one z osadów zróżnicowanych pod względem genetycznym i stratygraficznym. Wskazuje to na

wieloetapowość rozwoju tych powierzchni w późnym plejstocenie, gdy okresy zalewów morskich przeplatały się z awansami lodowców.

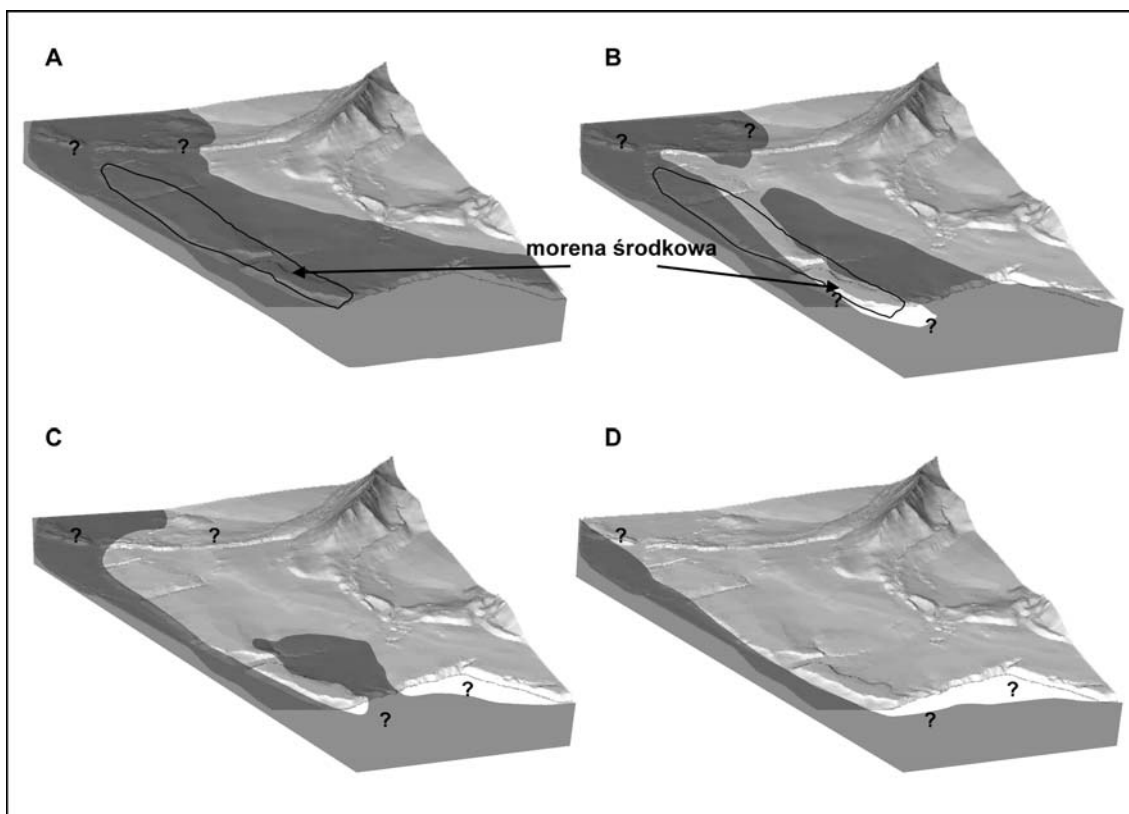


Ryc. 16. Profile topograficzne podniesionych teras morskich Calypsostrandy wykonane w 2000 roku odbiornikiem GPS (Zagórski 2002).

Terasa o wysokości 40-50 m (V) wyznacza prawdopodobnie granicę maksymalnego zalewu morskiego z okresu około 12 ka BP, czyli tuż po deglacjacji ostatniego maksimum glacialnego vistulianu (Ryc. 17A). Jest to lekko pochylona równina, w dolnej części akumulacyjna, przechodząca w abrazyjno-akumulacyjną. W jej morfologii wyraźnie wyróżnia się wał burzowy o maksymalnej szerokości 70 m, ciągnący się z od stromego załomu poziomu denudacyjnego 110-130 m (podnóże Wijkanderberget) po zatokę Skilvika, gdzie został abrazyjnie ścięty.

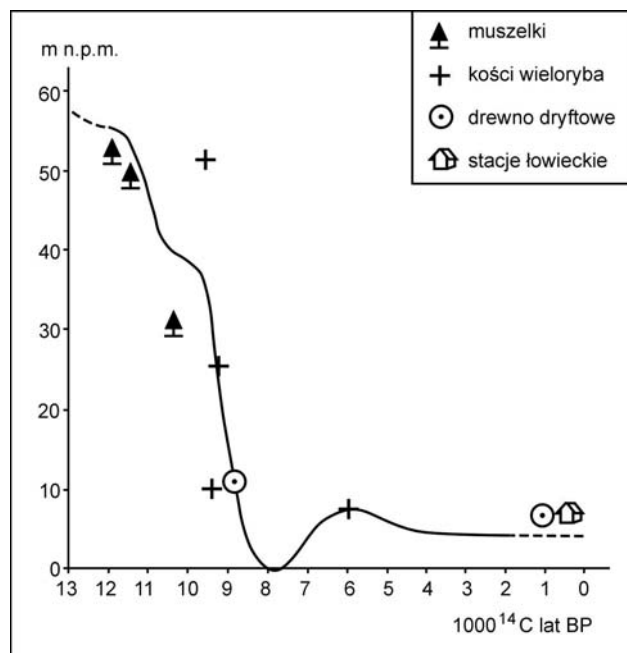
Dominującą na obszarze Calypsostrandy jest terasa o wysokości 30-40 m (IV). Jest to terasa akumulacyjna, prawie płaska, urozmaicona fosylnymi wałami burzowymi, pokryta czwartorzędowymi osadami glacialnymi, fluwioglacialnymi i morskimi, które zalegają na podłożu skał paleogeńskich oraz prekambryjskich. Osady glacialne (morena środkowa) związane są z połączeniem jeziorów lodowców z rejonu fiordu Recherche i Van Keulen (Ryc. 17AB). W pobliżu przylądka Renarda terasę IV ogranicza martwy klif morski modelowany przez soli-flukcję. Od strony zatoki Skilvika terasa IV jest intensywnie niszczona przez abrazję. W tej części Calypsostrandy otacza ona kolistą wyraźną rozległą obniżenie w obrębie, którego wyróżniona została niższa terasa o wysokości 25-30 m (III). Fragmenty tej terasy występują również między doliną rzeki Scotta a morenami marginalnymi Lodowca Renarda i mają tutaj charakter lekko pochylonej powierzchni akumulacyjnej urozmaiconej fosylnymi wałami burzowymi (Ryc. 4). Na odcinku między Calypsobyen a sandrem ekstramarginalnym Lodowca Renarda terasa III przechodzi w niższą terasę o wysokości 10-20 m (II). O intensywnym niszczeniu abrazyjnym obu opisywanych teras III i II w okresie wczesnego holocenu świadczy martwy klif (Ryc. 4, 17).

Terasa najniższa (I) o wysokości 2-8 m jest plażą ciągnącą się wzdłuż całego wybrzeża między Josephbukta a przylądkiem Renarda (Ryc. 4). Na odcinku od rozległych sandrów zewnętrznych Lodowca Renarda w rejonie Pocockodden do ujścia rzeki Scotta, terasę I tworzą zasadniczo dwa stare wały burzowe porozidzielane strefami obniżenia w formie lagun.



Ryc.17. Zmiany linii brzegowej na obszarze Calypsostrady u schyłku vistulianu i w holocenie (Zagórski 2002): A- 12 ka BP (rozwój terasy V), B- 11-10 ka BP (rozwój terasy IV), C- 10-9 ka BP (rozwój terasy III), D- 8 ka BP (rozwój terasy II) .

W sąsiedztwie przylądka Renarda, w wyniku intensywnej akumulacji, powstało kilka wałów burzowych, obecnie fosylnych, na powierzchni, których zlokalizowane są liczne stanowiska osadnictwa z XVII i XIX wieku.



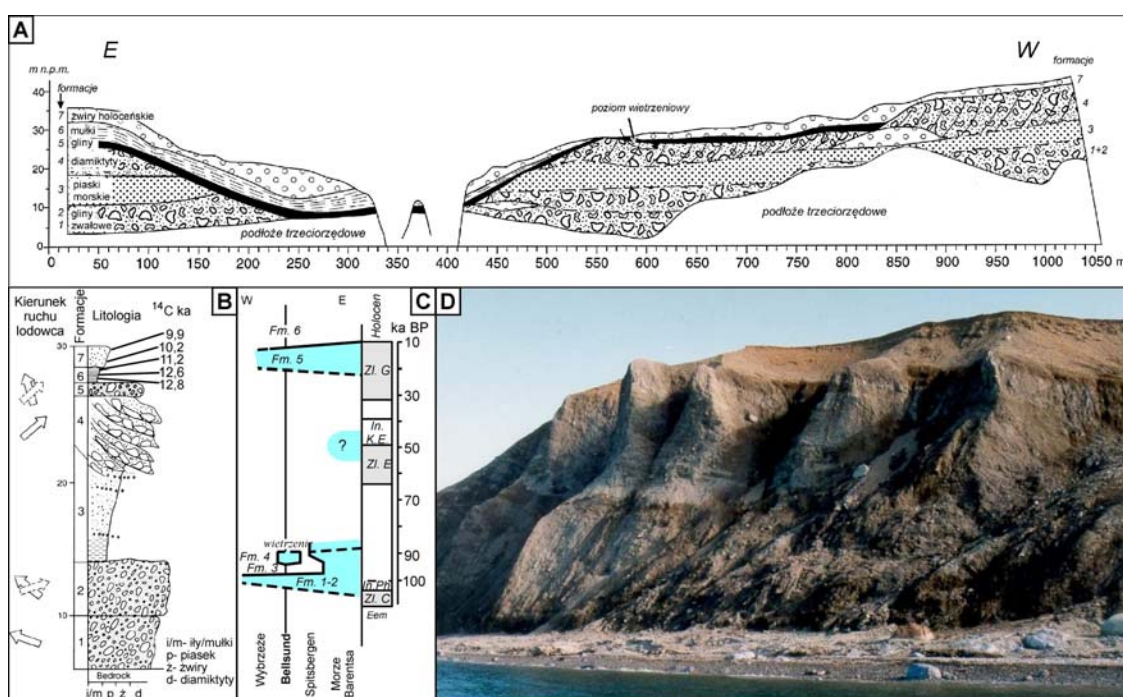
Ryc. 18. Krzywa zmian poziomu morza dla rejonu Bell-sundu (Landvik et al. 1987).

Główne elementy rzeźby obszaru Calypsostrady są efektem postglacialnego eustatycznego podnoszenia poziomu morza, na które nałożyły się nieco opóźnione w czasie ruchy izostacyjne lądu. Szybkość podnoszenia poziomu morza na przełomie plejstocenu i holocenu (między 15 ka i 6 ka BP) oceniana jest na 12 m/1000 lat (Summerfield 1991), natomiast dla okresu 10-8 ka przy podniesieniu osiągającym wartość 40 m tempo zmian izostatycznych oceniano na 1,2-2,2 m/100 lat (Landvik et al. 1987) (Ryc. 18).

Skilvika

Klifowe wybrzeże Calypsostrandy w rejonie zatoki Skilvika można podzielić na dwa odcinki: zachodni, zbudowany ze skał formacji Kapp Lyell (proterozoik) oraz wschodni ze skałami piaskowcowo-mułowcowymi (paleogen), nadbudowanymi młodszą serią osadów czwartorzędowych. Rozwój klifu i jego geometria są predysponowane dyslokacją tektoniczną oddzielającą skały proterozoiku od formacji trzeciorzędowych (Ryc. 2,9, 11).

Intensywny rozwój klifu Skilviki ułatwił wgląd w budowę geologiczną tej części wybrzeża Bellsundu. Bezpośrednio na podłożu skalnym zalegają dwa poziomy diamiktyty (formacje 1,2), uważanych za bazalne gliny zwałowe (Landvik *et al.* 1992), prawdopodobnie deponowane podczas tego samego zlodowacenia (Ryc. 19). Powyżej glin zwałowych zalega warstwa składająca się z tocznic mułkowych (formacja 3), stopniowo przechodzących ku górze w piaski z przewarstwieniami żwirowymi.



Rys. 19. Profil geologiczny i stratygrafia osadów czwartorzędowych budujących klif zatoki Skilvika: A- Przekrój poprzeczny wzdłuż wschodniego skrzydła klifu w Skilvice (Landvik *et al.* 1992, Mangerud *et al.* 1998), B- Syntetyczny profil litologiczny osadów czwartorzędowych ze Skilviki, C- główne epizody glacialne na podstawie interpretacji osadów w klifie Skilviki: Zl.- zlodowacenie, In. K.E.- Interstadią Kapp Ekholm, In. Ph.- Interstadią Phantomodden, Fm – formacje osadowe., D- Aktywny klif zatoki Skilvika (Fot. P.Zagórski)

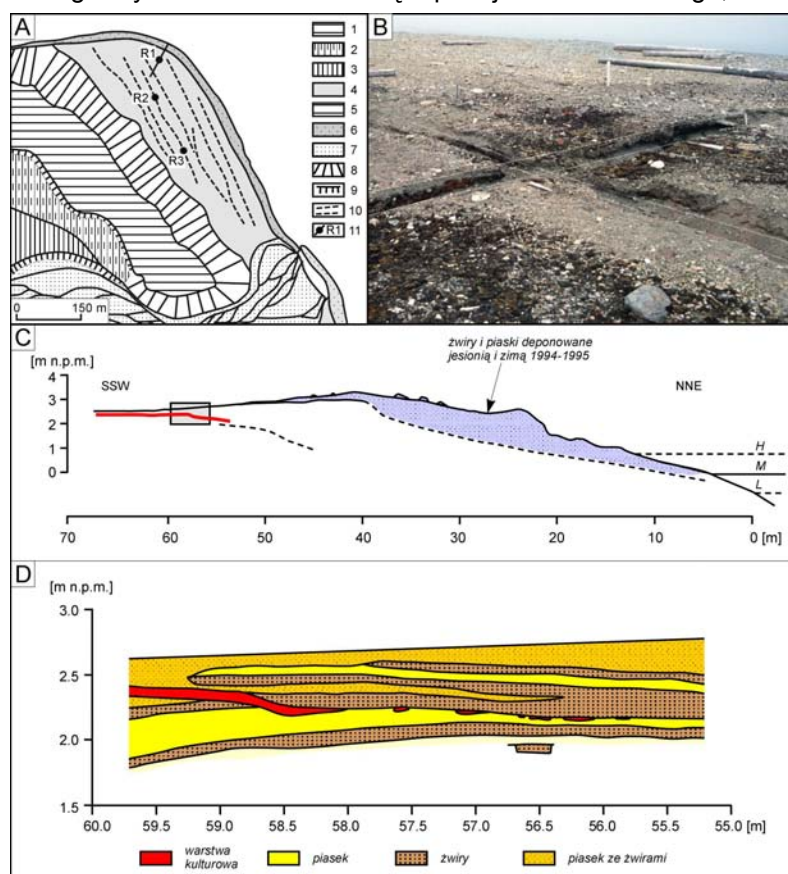
Wzdłuż całego przekroju, oprócz fragmentu gdzie nastąpiła późniejsza egzaracja lodowcowa, formacja 3 jest przykryta przez ostrokrawędzisty gruz ułożony w pakiety (Ryc. 19A). Występująca fauna wskazuje na otwarte morze, ale bliskie warunki glacialne (Landvik *et al.* 1992). Północno-wschodnie nachylenie pakietów wskazuje, że formacja 4 była deponowana dokładnie przed frontem lokalnie awansującego Lodowca Scotta. Awans nastąpił, gdy względny poziom morza był wyższy o 40 m niż obecnie. W górnej części formacji 4 zaznacza się wyraźny poziom wietrzeniowy ze śladami pedogenezy, co było efektem subaeralnej ekspozycji i reprezentuje lukę stratygraficzną (Landvik *et al.* 1992). Kolejna formacja 5 wykształcona jako bazalna glina zwałowa jest stosunkowo niewielkiej miąższości (0,5-1,0 m) i wypełnia wyraźne zagłębienie egzaracyjne (Ryc. 19). Powstanie tego zagłębienia związane jest z rozwojem lo-

dowców w okresie ostatniego maksimum glacialnego późnego vistulianu, kiedy to Lodowiec Recherche swoją masą spychał Lodowiec Renarda ku NW wzdłuż grzbietu Bohlinryggen i dalej w kierunku Skilviki. Glinę zwałową ze schyłku vistulianu przykrywają ły (formacja 6) zawierające morskie mięczaki datowane metodą radiowęglową na 12,6 i 12,8 ka. Daty te wyznaczają minimalny wiek deglacjacji tego obszaru (Landvik *et al.* 1992). Górną część profilu tworzą przewarstwienia piasków i żwirów (formacja 7) z liczną fauną morską datowane na 9,9 ka (Ryc. 19).

Punkt 11.

Renardodden

Rejon Renardodden jest wyjątkowym przykładem wpływu czynników morskich na rozwój i przekształcanie strefy litoralnej o charakterze akumulacyjnym (Ryc. 4, 11, 20). Powstanie terasy 2-8 m (I) związane było ze wzrostem dostawy materiału przez rzekę proglacialną Lodowca Scotta w okresie Małej Epoki Lodowej. Dodatkową przyczyną tak dużej depozycji mogła być również zmiana kąta podejścia fal do brzegu, która wymusza akumulację. Istotną



rolę odgrywają tutaj również prądy przybrzeżne, których strefa zbieżności występuje w rejonie największego załamania wybrzeża (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Król 1992, Jezierski 1992). Stare wały burzowe dobrze rozwinięte w tej części wybrzeża od strony północnej są ścięte abrazyjnie i obecnie nadbudowywane współczesnym wałem burzowym (Ryc. 4).

Dla oceny roli procesów morskich w rejonie przylądka Renarda istotne okazało się rozpoznanie występujących tutaj licznie stanowisk archeologicznych (Krawczyk, Reider 1989, Jasinski, Starkov 1993). Dane archeologiczne oraz prace geomorfologiczne, prowadzone w tym rejonie wskazują na intensywny rozwój przylądka Renarda począwszy od XVII wieku (Jasinski, Zagórski 1996, Zagórski 2004). Najbli-

Ryc. 20. Stanowiska archeologiczne na Renardodden: A- Mapa geomorfologiczna i lokalizacja stanowisk archeologicznych: 1- terasa 30-40 m, 2- terasa 25-30 m, 3- stare równiny i stożki sandrowe, stare stożki napływowe, 4- terasa 2-8 m, 5- współczesny wał burzowy, 6- współczesne równiny i stożki sandrowe, 7- martwy klif morski, 8- krawędzie erozyjne, 9- wały burzowe, 10- lokalizacja stanowisk archeologicznych i profilu geologicznego (C, D) w rejonie stanowiska Renardodden 1; B Prace archeologiczne na stanowisku Renardodden (Fot. K. Pękala); C- profil topograficzny przez wał burzowy, D- profil geologiczny przez fragment wału burzowego z powierzchnią rozwleczenia warstwy kulturowej (Jasinski, Zagórski 1996).

żej obecnej strefy brzegowej, prawie na samym cyplu (około 60 m od brzegu) zlokalizowane jest stanowisko Renardodden 1, będące pozostałością rosyjskiej stacji łowców morsów, datowane na pierwszą połowę XIX wieku (Ryc. 20). Pierwotnie budynek stacji łowieckiej znajdował się zapewne poza zasięgiem falowania sztormowego, ale w wyniku późniejszego wzrostu aktywności procesów abrazyjnych wywołanych najprawdopodobniej zmianami poziomu morza, a pośrednio recesją Lodowca Scotta, stary wał burzowy uległ zniszczeniu zaś fale sztormowe rozwlekły okruchy cegieł i szczątki organiczne po powierzchni falezy (Rys. 20). Ślady rozwleczonej warstwy kulturowej przykrywają osady kolejnego wału burzowego, obecnie intensywnie przekształcanego.

LITERATURA

- Bartoszewski, S. 1998: *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedela Jarlsberga*, Spitsbergen. Wyd. UMCS, Lublin.
- Birkenmajer K., 2002: *The Magnethøgda sequence (Hecla Hoek Succession), NW Torell Land, Spitsbergen: a revision of lithostratigraphy and age*. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 51, 1, 65-78.
- Birkenmajer K., 2003: *The Kapp Lyell diamictite (Late Proterozoic), Bellsund, Spitsbergen: sedimentological evidence for its non-glacial origin*. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 50, 2, 175-191.
- Birkenmajer K., 2004: *Caledonian basement in NW Wedel Jarlsberg Land south of Bellsund, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 25, 1, 3-26.
- Christiansen H.H., Åkerman J.H. & Repelewska-Pękalowa J., 2003: *Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden*. 8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts on Current Research and Newly Available Information, Zurich, 19-20.
- Dallmann W.K., 1988: *Thrust tectonics south of Van Keulenfjorden*. Norsk Polarinstitut Rapport, 46, 43-45.
- Dallmann W.K., Hjelle A., Ohta Y., Salvigsen O., Bjørnerud M.G., Hauser E.C., Maher H.D. & Craddock C., 1990: *Geological map of Svalbard 1 : 100 000, sheet B 11 G, Van Keulenfjorden*. Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Dzierżek J., Nitychoruk J. & Rzętkowska A., 1990: *Geological-geomorphological analysis and ¹⁴C dating of submoraine organogenic deposits within the Rebardreen outer margin, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polar Research, 8, 275-281.
- Flood B., Nagy J., Winsnes T.S., 1971: *Geological map of Svalbard 1 : 500 000, sheet 1 G, Spitsbergen southern part*. Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Gluz A. & Siwek K., 2002: *Wyznaczanie średniej dobowej temperatury powietrza w warunkach polarnych*. Polish Polar Studies „Funkcjonowanie i monitoring geosystemów obszarów polarnych”. Poznań, 105-111.
- Harasimiuk M., 1987: *Współczesny rozwój wybrzeży południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 99-102.
- Harasimiuk M. & Król T., 1992: *The dynamics of morphogenetic and sedimentary processes in the estuary segments of river valleys of the Recherche Fjord (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 59-66.
- Hjelle A., 1993: *Geology of Svalbard*. Polarhåndbok, 7, Oslo.
- Jasinski M.E. & Starkov V.F., 1993: *Archaeological investigations of a cultural layer in moraine deposits of the Renard Glacier, Recherche fjorden, Svalbard field season 1992*. XX Polar Symposium, Lublin, 5-72.
- Jasinski M.E. & Zagórski P., 1996: *Significance of archeological sites for estimating coastal plain development in the Renardodden area, Bellsund, Spitsbergen*. Spitsbergen Geographical Expeditions, UMCS Lublin, 35-41.
- Jezierski W., 1992: *Spatial changeability of dynamics of marine sediments processes in Calypsostranda region (Recherche Fjord, Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS Lublin, 67-72.
- Kejna M., Arażny A. & Siwek K., 2000: *Spatial differentiation of weather conditions on Spitsbergen in summer 1999*. Polish Polar Studies 27th International Polar Symposium, Toruń, 1991-203.
- 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., 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.
- 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, 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, 335-358.
- Lepvrier C., Leparmentier F. & Seland R., 1988: *Tertiary stress evolution on Svalbard*. Norsk Polarinstitut Rapport, 46, 59-61.
- 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.
- Merta T., 1988: *Elementy kierunkowe w morenie typu "fluted" na przedpolu lodowca Renarda (Spitsbergen)*. XV Sympozjum Polarne. Wrocław, 76-81.
- Merta T., 1989: *Sedimentation of fluted moraine in forefields of glaciers in Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 10, 1, 3-29.
- Merta T., Ozimkowski W. & Osuch D., 1990: *Evaluation of changes at the forefield of the Scott Glacier based on the photogrammetric data*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 51-58.

- Pękala K., 1987: *Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda (Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 84-87.
- Pękala K., Reder J., 1989: *Rzeźba i osady czwartorzędowe Dyrstaddalen i Lognedalen (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 159-169.
- Pękala K. & Repelewska-Pękłowa J., 1988: *Współczesne procesy morfogenetyczne w rejonie fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 149-160.
- Pękala K. & Repelewska-Pękłowa 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.
- Reder J., 1996: *Evolution of marginal zones during glacial retreat in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 17, 1-2, 61-84.
- Repelewska-Pękłowa J., 1996: *Development of relief affected by contemporary geomorphological processes in NW part of Wedel Jarlsberg Land (Bellsund, Spitsbergen - Svalbard)*. Biuletyn Peryglacjalny, 35, 153-195.
- Repelewska-Pękłowa J., 2002: *Międzynarodowy program monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (CALM)*. Polish Polar Studies, Funkcjonowanie geoekosystemów obszarów polarnych, Poznań, 255-265.
- Repelewska-Pękłowa J., Gluza A. & Pękala K., 1988: *Wpływ lokalnych czynników na miąższość czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie (rejon Bellsundu, Zachodni Spitsbergen)*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 263-270.
- Repelewska-Pękłowa J. & Pękala K., 1997: *Ten Years of the Polar Expeditions of Maria Curie-Skłodowska University in Lublin. Information and bibliography*. Spitsbergen Geographical Expeditions, UMCS Lublin, 9-32.
- Repelewska-Pękłowa J. & Pękala K., 2003: *Spatial and temporal variation in active layer thickness, Calypsostranda, Spitsbergen*. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich. 941-945.
- Roll L., 1993: *The remains of the early industrialisation of Svalbard as cultural heritage*. XX Polar Symposium, Lublin, 47-54.
- 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.
- Summerfield M.A., 1991: *Global geomorphology. An introduction to the study of landforms*. Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Święś F., 1988: *Zróżnicowanie geobotaniczne tundry na południowym wybrzeżu Bellsundu (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne UMCS na Spitsbergen, Lublin, 215-228.
- Zagórski P., 1998: *Spitsbergen Bibliography: Geomorphology, Glaciology and Quaternary Geology*. IV Conference of Polish Geomorphologists II, Spitsbergen Geographical Expeditions, Maria Curie-Skłodowska University Press, Lublin, 291-314.
- Zagórski P., 2002: *Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Rozprawa doktorska, Zakład Geomorfologii INoZ UMCS, Lublin.
- Zagórski P., 2004 (w druku): *Czynniki morfogenetyczne kształtujące strefę brzegową w okolicach Calypsoyben (Bellsund, Spitsbergen)*. Annales UMCS, sec. B.
- Zagórski P. & Bartoszewski S., 2004 (w druku): *Zmiany zasięgu czoła lodowca Scotta (Spitsbergen) na podstawie analizy materiałów archiwalnych oraz pomiarów GPS*. XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia.
- Zagórski P. & Sękowski M., 2000: *Using the GPS receivers in geographic researches during XIV UMCS Arctic Expeditions*. Polish Polar Studies, XXVII Sympozjum Polarne, Toruń, 383-384.
- Zalewski S.M. (Ed.), 2000: *Bibliography of Polish research in Spitsbergen Archipelago Part I. 1930-1996*. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, M-23 (314).

Notatnik

Notatnik