

# EWOLUCJA STREFY MARGINALNEJ ERDMANNBREEN W LATACH 1985-1993 (SPITSBERGEN ZACHODNI)

*Andrzej Musiał*

Zakład Geomorfologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych  
Uniwersytet Warszawski

Rozwój i wykształcenie form glacialnych i glaciofluwialnych na obszarach współcześnie zlodowaconych jest wypadkową oddziaływania wielu czynników. Duże znaczenie w tym względzie przypisuje się budowie geologicznej, tektonice, warunkom orograficznym itd. Wiodącą rolę w rozwoju i natężeniu zjawisk glacialnych bez wątpienia odgrywają jednak zmiany klimatyczne.

Zamierzeniem autora niniejszego opracowania jest próba ustalenia konsekwencji morfologicznych w obrębie strefy marginalnej lodowca spowodowanych zmianami klimatycznymi. Zagadnienie to będzie rozpatrywane na przykładzie ewolucji strefy marginalnej lodowca Erdmanna, znajdującego się na Ziemi Nordenskiolda na Spitsbergenie Zachodnim. (Lodowiec Erdmanna był obiektem badań Akademickich Wypraw Polarnych Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1985, 1988 i 1993).

Roczna suma całkowitego promieniowania słonecznego w tej części archipelagu jest bardzo niska. Najcieplejszym miesiącem jest lipiec, którego średnia na stacji Isfjord Radio wynosi  $+4,6^{\circ}\text{C}$ , a na stacji w Barentsburgu  $+5,7^{\circ}\text{C}$ . Najzimniejszy jest marzec; średnia  $-13,0^{\circ}\text{C}$  (Isfjord Radio), w Barentsburgu zaś luty  $-13,9^{\circ}\text{C}$ . Średnia roczna temperatura w Isfjord Radio wynosi  $-4,9^{\circ}\text{C}$ , a w Barentsburgu  $-5,5^{\circ}\text{C}$ .

Wilgotność powietrza jest tu znaczna i często przekracza wartość 80%. Ma to bezpośredni związek z napływem mas powietrza z nad Morza Grenlandzkiego (Kapała, 1991). Średnia roczna suma opadów według stacji Isfjord Radio na omawianym obszarze wynosi 330 - 370 mm. Zachmurzenie w miesiącach zimowych dochodzi do 40%, natomiast w okresie letnim przekracza 90%. Przeważają tu wiatry z północnego wschodu i wschodu, często osiągające prędkość 40 m/s.

Lodowiec Erdmanna tworzy jeden system z lodowcem Dahlfonna. Pierwszy z nich spływa na południowy-wschód doliną Ytter; drugi zajmuje górny odcinek doliny Orust i kieruje się na północ (Musiał et al. 1990).

Początkowy fragment doliny Ytter jest konsekwentny. Odślaniają się tu silnie zmetamorfizowane skały prekambryjskie kompleksu Hecla Hoek: łupki, szare, żółte i różowe marmury oraz margle z wkładkami magnetytowo-hematytowymi (Drecki, 1989). Pozostała część doliny ma charakter subsekwentny i wypreparowana jest w utworach karbonu: jasno-szarych piaskowcach kwarcytowych z wkładkami łupków węglistych. Grzbiet zamykający dolinę Ytter od wschodu budują skały węglanowe środkowego i górnego karbonu wykształcone w postaci ciemnoszarych dolomitów i wapieni z bogatą fauną jamochłonów. Tutaj też lokalnie odślaniają się sille zielono-szarych dolerytów (Hjelle et al., 1986).

Lodowiec Erdmanna jest lodowcem górskim typu dolinnego o długości blisko 6 km, szerokości czoła 600 m, szerokości strefy zasilania około 2 km i powierzchni 9,83 km<sup>2</sup> (Bortniczuk, 1989). Jest on przedstawicielem lodowców subpolarnych wysokiej szerokości geograficznych zaliczanych do grupy przejściowej, na pograniczu lodowców zimnych i ciepłych. Jego miąższość szacuje się na 210 m (Macheret i Zhuravlev, 1985). Obszar alimentacyjny omawianego lodowca rozciąga się u podnóża Ytterdalsgubben (901 m n.p.m.) i Kosterfjella (826 m n.p.m.). Znajdują się tu dwa kary lodowcowe, przy czym większy z nich ma wklęsłą powierzchnię. Następstwem takiej konfiguracji jest podtapianie śniegu przez wody w czasie roztopów i powstawanie jezior supraglacialnych. Wysokość linii wiecznego śniegu dla lodowca Erdmanna określona metodą Hessa wynosi 375 m n.p.m., natomiast metodą Brucknera 325 m n.p.m. Pole firnowe pochyla się w kierunku wschodnim od 500 do 400 m n.p.m. Na zachód od nunataku Isnuten (586 m n.p.m.) lodowiec Erdmanna transfluuje do sąsiedniej doliny. Biegający tędy w kierunku wschodnim lododział nie jest zgodny z lododziałem powierzchniowym. Lodowiec w górnej swej części płynie w kierunku północno-wschodnim, po czym skręca gwałtownie na południowy wschód. Na jego powierzchni, głównie na pograniczu pola firnowego i jezora powstały nieliczne poprzeczne szczeliny kompresyjne. Obecnie większość potoków supraglacialnych kończy swój bieg w pobliżu południowo-wschodniego skraju lodowca. W ostatnim czasie (1988, 1993) obserwuje się zwiększanie ilości moreny supraglacialnej w brzeżnej części czoła, którego nachylenie nie przekracza 7°.

Zmianie ulega wykształcenie strefy intermarginalnej. W 1985 r. pomiędzy wałami lodowo-morenowymi o maksymalnej wysokości 27 m a czołem lodowca (92 m n.p.m.) znajdowały się dwa zróżnicowane wysokościowo poziomy sandru wewnętrznego. Często na skutek zatamowania odpływu niższy z nich zatapiały wodami jeziora

zastoiskowego, które zimą zamarzało. W tym też czasie dochodziło tu do powstawania naledzia. Podczas roztopów lód ten zasypywany był materiałem mineralnym niesionym przez potok subglacjalny.

Po proksymalnej stronie wschodniego wału lodowo-morenowego znajdowały się pagórki uznane za formy kemowe, których już w 1988 r. nie było. Uległy one destrukcji w wyniku wytopienia się lodu, na którym były zaakumulowane. Rozwój zjawisk termokrasowych sprzyja powstawaniu licznych obniżeń, z których część wypełnia się wodą z topiącego się śniegu tworząc jeziora. Wiele z nich utrzymuje się przez kilkanaście lat.

W tej części strefy marginalnej zachowały się ślady wcześniejszych odpływów, po których pozostały doliny i obniżenia wysłane materiałem grubookruchowym. Nawiązują one do wschodniego potoku marginalnego.

Morenę supraglacjalną na wałach lodowo-morenowych tworzy ostrokrawędzisty rumoszcz oraz bloki różowych, żółtych i szarych marmurów, łupków kompleksu Hecla Hoek, jasnych piaskowców kwarcytowych karbonu dolnego, oraz pojedynczych dolezytów (Musiał et al., 1991). W obrębie wału czołowego wśród wymienionego materiału zwracają uwagę otoczaki morskie jasnych piaskowców kwarcytowych karbonu dolnego o średnicy do 20 cm. Ich obecność jednoznacznie dowodzi zaburzeń glacictonicznych w strefie brzeżnej lodowca. Spiętrzenie osadów morskich nastąpiło zapewne przed rokiem 1948; to jest przed wydaniem mapy topograficznej obszaru badań, gdzie fakt ten nie jest odnotowany (Topografisk kart over Svalbard ..., 1948). Powstanie struktur zaburzeniowych lodowca Erdmanna mogło mieć miejsce (podobnie jak w przypadku sąsiadującego od wschodu lodowca Fridtjov) w stadiale gronfjord, t.j. 2500 - 2000 lat BP (Troitsky et al., 1985).

Zachodni wał lodowo-morenowy ograniczony jest monoklinalnym grzbietem zbudowanym z jasnych piaskowców kwarcytowych karbonu dolnego. Fragmenty tego grzbietu w wielu miejscach wytapiają się spod pokrywy materiału morenowego tworząc progi i załomy. W jednym z obniżeń od lat utrzymuje się jezioro lateralne zasilane potokami wód roztopowych. W jego pobliżu znajduje się ponor. Odpływające tędy wody zasilają zachodni potok marginalny.

Wały lodowo-morenowe ulegają degradacji do czego przyczynia się intensywny rozwój osuwisk i spływów błotnych. Nisze osuwiskowe uaktywniają się na początku sezonu letniego. Jest to możliwe dzięki topieniu się pogrzebanego lodu lodowcowego.

Obecnie odwodnienie strefy brzeżnej lodowca Erdmanna odbywa się dolinami marginalnymi, wzdłuż zewnętrznych wałów lodowo-morenowych oraz przez przełom w wale czołowym. Na przedpolu wody roztopowe utworzyły sandr dolinny, który kończy się w jeziorze przepływowym w dolnej części doliny Ytter.

Obserwacje terenowe poparte analizą panchromatycznych i barwnych zdjęć lotniczych wykonanych przez Norsk Polar Institutt w 1960 i 1990 roku umożliwiły prześledzenie zmian w rzeźbie jakie zaszły w strefie marginalnej opisywanego lodowca w ciągu ostatnich 30 lat.

Lodowce zachodniej części Ziemi Nordenskiolda od wielu już lat wykazują ujemny bilans masy (Troitsky et al., 1985). Szczególne nasilenie procesu ablacji nastąpiło w latach siedemdziesiątych naszego stulecia, do czego przyczynił się niewątpliwie wzrost temperatur. Czoło lodowca zmniejszyło kąt nachylenia i stało się bardziej płaskie. Zmianie uległa termika oraz charakter ruchu lodowca; zwiększyła się ilość wód roztopowych.

W 1960 r. odległość od brzegu lodowca do zewnętrznej części wału lodowo-morenowego wynosiła 276 m. W 1993 r. dystalne stoki czołowego wału lodowo-morenowego oddalone były od skraju lodowca już o ponad 800 m. Znajdujące się w strefie intermarginalnej poziomy sandrowe uległy w tym czasie rozcięciu. W ich obrębie pozostały nieliczne ostańce erozyjne starszych poziomów. Przed 1990 r. wytopiła się tu forma przypominająca oz, zbudowana z warstwowanych piasków i mułków. Ma ona kręty przebieg, jej dłuższa oś zgodna jest z kierunkiem płynięcia lodowca, a rozmiary wynoszą odpowiednio 150 m i 5 m, podczas gdy wysokość nie przekracza 4 m. Z roku na rok nasila się rozwój procesów powodujących degradację wałów lodowo-morenowych. Kierunki odwodnienia i przebieg subglacjalnych i supraglacjalnych potoków lodowcowych pozostaje niezmienny od lat.

Wyliczenia średnich rocznych temperatur na stacji klimatycznej w Barentsburgu z zastosowaniem metod statystycznych za ostatnie 70 lat jednoznacznie wskazują na postępujące ocieplenie (Kapala, 1991). Zmiany te sięgają 5°C.

Cechy strukturalne i teksturalne osadów glacialnych i glaciofluwialnych oraz zbudowane z nich formy stref marginalnych są pochodną właściwości termicznych i fizycznych lodowców, o czym decydują warunki klimatyczne. Wraz ze wzrostem temperatur zwiększa się ilość wód roztopowych. Rośnie zatem ich rola w modelowaniu rzeźby. Wzrasta przemycie i selekcja materiału; wydłuża się transport, a ~~zatem~~ i roz-

przeźrzenie osadów. Podpiętrzone wody zamarzając zimą, sprawiają, że akumulowane w takich warunkach formy są efemeryczne i mają niewielkie szanse na przetrwanie.

#### Literatura cytowana:

- Bortniczuk M., 1989. Deglacjacja lodowca Erdmanna na podstawie analizy jego strefy marginalnej (Spitsbergen Zachodni). Maszynopis. Archiwum Zakładu Geomorfologii WGiSR UW. Warszawa.
- Drecki J., 1989. Modelowanie stoków górskich od późnego vistulianu na przykładzie masywu górskiego Thuefjellet - Kosterfjellet (Spitsbergen Zachodni). [w:] Dorobek i perspektywy polskich badań polarnych. XVI Sympozjum Polarne. Rozprawy UMK Toruń.
- Hjelle A., Lauritzen O., Salvigsen O., Winsnes T.S., 1986. Geological map Svalbard 1:100 000. B 10 G. Van Mijenfjorden. Norsk Polarinstitut. Oslo.
- Kapała J., 1991. Zmiana zasięgów lodowców w XX wieku na Ziemi Nordenskiolda (Spitsbergen Zachodni). Maszynopis. Archiwum Zakładu Geomorfologii WGiSR UW. Warszawa.
- Macheret Yu.Ya., Zhuravlev A.B., 1985. Tolscina, obyom i strojenije lednikov. [w:] Glaciologija Spicbergena. Nauka. Moskva.
- Musiół A., Drecki J., Horodyski B., Kossobudzki K., Lacika J., 1990. Geomorphological map of Nordenskiold Land. Bratislava.
- Musiół A., Drecki J., Horodyski B., Kossobudzki K., 1991. Quaternary sediments of the southwestern Nordenskiold Land, West Spitsbergen. Pol. Polar Res.,2.
- Topografisk Kart over Svalbard. 1948. 1:100 000. Blad B 10. Van Mijenfjorden. Norges Svalbard-og Ishavs - undersokelser.
- Troitsky L.S., Punning Ya., M.K., Surova T.G., 1985. Oledeneniye arhipelaga v plejstocenie i golocenie. [w:] Glaciologija Spicbergena. Nauka. Moskva.