

Przejawy globalnego ocieplenia w polarnej strefie krajobrazowej

Zbigniew Zwoliński*, Andrzej Kostrzewski, Grzegorz Rachlewicz

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Instytut Paleogeografii i Geoekologii, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań

Niepowtarzalność krajobrazu polarnej strefy arktycznej i antarktycznej manifestuje się w morfologicznych śladach starszych zlodowaceń i transgresji morskich, obszarami dzisiejszych zlodowaceń i ich zmienną deglacją w czasie i przestrzeni, wieloletnią zmarzliną, wieloletnimi pokrywami śnieżnymi, ekspansją obszarów wolnych od lodu, wielokierunkowymi geosukcesjami, różnymi odpowiedziami ludności, szczególnie Arktyki, i wzrastającym oddziaływaniem człowieka. Prowadzone szeroko badania polarne przez wiele ośrodków naukowych na całym świecie opierają się w większości na następujących założeniach:

- stan geosystemów w strefie polarnej jest efektem ich byłego i aktualnego rozwoju zmieniającego się w czasie i przestrzeni;
- funkcjonowanie współczesnych geosystemów polarnych jest sterowane przez globalne zmiany klimatu i wzrastające oddziaływanie człowieka na geosferę;
- rytm sezonowy geosystemów polarnych jest zaburzany przez procesy ponadprzeciętne i ekstremalne, które powodują zmiany w ich wewnętrznej strukturze albo doprowadzają do zniknięcia istniejących geosystemów i powstawania nowych;
- badania współczesnych geosystemów polarnych powinny być zorganizowane, zintegrowane i oparte na wszechstronnych projektach, zarówno narodowych, jak i międzynarodowych, włączając w to udział ludności tubylczej Arktyki.

Nagłe zmiany krajobrazu zachodzące przez okres krótszy niż długość życia pojedynczego pokolenia stają się coraz powszechniejsze w różnych regionach Arktyki i Antarktyki. Ich funkcjonowanie pozostaje pod wpływem dużej zmienności przyczyn naturalnych, czy to endogenicznych, czy egzogenicznych, oraz wzrastającej wielokierunkowej działalności

człowieka. Obecnie jednakże główną przyczyną przemian krajobrazowych są zmiany klimatu w rozmaitych skalach przestrzennych, zarówno na obszarach lądowych, jak i morskich/oceanicznych. W artykule przedstawiono szereg przykładów współczesnych zmian krajobrazów podbiegunowych na półkuli północnej i południowej w oparciu o badania własne autorów, jak również wielu badań monitoringowych na świecie, w tym satelitarnych.

Zmiany obserwowane w środowisku polarnym, szczególnie w geosystemach lądowych, są związane z licznymi geosygnałami o charakterze globalnym i regionalnym, które nawiązują do coraz lepiej poznawanych zmian globalnych. Zmiany te są szczególnie dostrzegane przez ostatnie półwiecze, które charakteryzuje się dodatkowo coraz silniejszym oddziaływaniem człowieka (IPCC 2007, Macdonald i in. 2003). Przyjmuje się, że w Arktyce roczna temperatura powietrza wzrosła o 2–3°C na Alasce i Syberii i o ok. 1°C w południowych regionach Grenlandii (ACIA 2004) oraz o 5°C na Szetlandach Południowych i Półwyspie Antarktycznym (Skvarca i in. 1998, Vaughan, Doake 1996). Zasięg lodów morskich zmniejsza się w bardzo szybkim tempie do 8% przez ostatnie trzy dekady, ale zanik tej pokrywy jest najwyraźniejszy podczas lata; w 2007 r. kiedy zmniejszył się o 25%. Wśród najbardziej znaczących zmian środowiskowych w regionach polarnych Zwoliński (2007) wymienia następujące:

- częste przekraczanie dotychczasowych absolutnych maksimów temperatury powietrza,
- wzrost sumy rocznej opadów atmosferycznych, a przede wszystkim w postaci deszczu, w tym także w okresie zimowym,
- okresy zimne stają się łagodniejsze i krótsze,
- okresy przejściowe ulegają wydłużeniu: wiosna przychodzi wcześniej a jesień – odchodzi później,

* e-mail: zbw@amu.edu.pl

- zmniejszenie miąższości, długości trwania i zasięgu przestrzennego pokrywu lodu morskiego,
- wzrost liczebności gór lodowych, w tym powstawanie gigantycznych gór lodowych z lodowców szelfowych,
- wzrost temperatury oraz spadek zasolenia i gęstości wód oceanicznych i morskich, zmiany cyrkulacji termo-halinowej,
- wzrost poziomu oceanu światowego,
- silna abłacja i szybka recesja większości lodowców polarnych,
- zmniejszanie się powierzchni pokryw niwalnych,
- intensywne rozmarzanie wieloletniej zmarzliny, głównie na obszarach kontynentalnych,
- zmiany w lądowym obiegu wody przejawiające się wzrostem odpływu powierzchniowego w ciekach oraz skróceniem okresu zlodzenia rzek i jezior,
- zarówno wzrost, jak i spadek powierzchni obszarów podmokłych,
- przesunięcie stref geoekologicznych,
- zmiany obiegu węgla w geosystemach, przejawiające się wzrostem biogenicznego dwutlenku węgla i metanu,
- wzrost częstotliwości i rozmiarów pożarów na borealnych obszarach leśnych.

Wszystkie te symptomy zmian klimatu oddziałują w mniejszym lub większym stopniu na lądowe geosystemy Arktyki i Antarktyki. Wzrastająca rola geosystemów lądowych, szczególnie zależnych od geosystemów lodowcowych i śnieżnych, jest efektem intensywnych recesji lodowców, wytapiania się wieloletniej zmarzliny i pokryw śnieżnych. Oceniono (Haeberli i in. 1989, ACIA 2004), że łączne straty w objętości lodowców w drugiej połowie XX w. wyniosły blisko 500 km³ w Arktyce Północnoamerykańskiej i ponad 100 km³ w Arktyce Syberyjskiej, a jedynie na obszarze Eurazji, głównie Skandynawii, zarejestrowano nieznaczny ich wzrost.

Obserwowane zjawiska geosukcesji oaz polarnych i w ich obrębie są szczególnie wyraźne na obszarach paraglacialnych, gdzie dominacja procesów glacialnych jest zastępowana przez dominację procesów nieglacialnych. Na każdym z kontynentów w obrębie Arktyki można znaleźć liczne przykłady zmian geosukcesyjnych. Jednym z najbardziej spektakularnych przykładów jest przedpole lodowca Breidamerkur (Islandia), którego czoło wycofało się kilka kilometrów przez ostatnich 30 lat, zostawiając zróżnicowaną morfologicznie powierzchnię z wielką różnorodnością środowisk morfogenetycznych i depozycyjnych. Stabilizacja takich obszarów jest raczej procesem powolnym, nie mniej każdego roku można odnotować zmiany morfologiczne i sedymentacyjne w świeżo formującej się powierzchni topograficznej.

Intensywne wycofanie się lodowców, zanikanie pokryw śnieżnych, wytapianie wieloletniej zmarzliny i wzrost opadów atmosferycznych nad obszarami lądowymi zmieniły obieg wody poprzez wzrost ilości

wody w strumieniach, rzekach i zbiornikach powierzchniowych. Sześć głównych rzek euroazjatyckich: Dźwina, Peczora, Ob, Jenisej, Lena i Kołyma wnoszą razem 2000 km³ wody słodkiej (ACIA 2004) do Morza Arktycznego, tj. o 7% więcej niż z końcem lat 30. XX w. (Peterson i in. 2002). W XXI w., tylko w okresie zimowym rzeki europejskie wnoszą ok. 100 km³ wody więcej niż w połowie XX w. (ACIA 2004). Te większe ilości wód słodkich wpływają na zmniejszanie się zasolenia wód Morza Arktycznego, głównie w strefie przybrzeżnej (Arctic Change 2006). Wzrost przepływów wody w rzekach subarktycznych przyspiesza także procesy termerozji krawędzi brzegowych, w których zazwyczaj odsłania się zlodowacenie podziemne (Syberia).

Podnoszący się poziom oceanu światowego powoduje wzrost aktywności procesów abrazyjnych w strefach przybrzeżnych Arktyki. Jest to szczególnie widoczne na wysokich wybrzeżach, gdzie klify zbudowane są z luźnych skał polodowcowych, które sprzyjają częstemu występowaniu procesów osuwiskowych. Abrazja jest intensywna np. w przybrzeżnych strefach morenowych Spitsbergenu albo wzdłuż rozlicznych odnóg delty rzeki Mackenzie. Procesy abrazyjnej na wybrzeżach polarnych i wzrastające przepływy wody rzek subarktycznych wzbogacają przybrzeżne wody morskie w osady, lecz rozwój mierzei lub plaż jest raczej rzadki, a znaczące tempo ich nadbudowania zdarza się tylko lokalnie.

Obserwuje się również zwiększenie udziału silnych wiatrów, które intensyfikują procesy abrazyjne poprzez wzrost falowania na wybrzeżach oaz polarnych. Silne wiatry generują też procesy deflacji i akumulacji osadów eolicznych i niweo-eolicznych. Źródłem tych osadów mogą być moreny supraglacialne, strefy marginalne, ale także obszary tundrowe, wysychające w wyniku wytapiania zmarzliny i osuszania powierzchni terenu. Wyjątkowo niekorzystnym procesem jest rozwiewanie pokryw drobnych osadów, szczególnie w przypadku występowania roślinności pionierskiej kolonizującej obszary świeżo odsłonięte spod lodu. Proces ten można uznać za podobny do pustynienia na obszarach półsuchych, albowiem konwergencja ich efektów jest niezmiernie sugestywna. Jest to skutek sekwencji morfogenetycznej tajania warstwy czynnej, wytapiania wieloletniej zmarzliny, osuszania powierzchni terenu z wód roztopowych i wysychania ziemi przez parowanie i deflację. Jest to typowy przykład ewolucji geosukcesyjnej.

Wzrost opadów atmosferycznych w regionach Arktyki przejawia się wyższą częstością efemerycznych pokryw śnieżnych podczas lata. Nie trwają one długo i zwykle formują się w najwyższych partiach wyniesionych obszarów, ale mimo to oddziałują na obieg wody w okresie letnim. Takie zdarzenia zostały zaobserwowane na Spitsbergenie w wielu miejscach. Od roku 2002 topnienie pokryw śnieżnych i lodowcowych Grenlandii stało się powszechne powyżej wysokości

2000 m n.p.m. Ponadto na obydwóch półkulach na obszarach subpolarnych obserwuje się nową prawidłowość, że wcześniejsze rozpoczynanie się wiosny i późniejsze kończenie jesieni zmienia długość trwania, zasięg i miąższość pokryw śnieżnych, zarówno na lodowcach, jak i otaczających je obszarach.

Tereny Svalbardu (77–80°N) i Szetlandów Południowych (60–64°S) z powodu ich lokalizacji pozostają pod bardzo dynamicznymi wpływami morskimi, co powoduje, że są one szczególnie podatne na intensywny transfer energii i materii. Jest to efekt ocieplania się klimatu, który decyduje o wydłużeniu okresu działalności procesów morfogenetycznych, jak również o wzroście częstości zjawisk ponadprzeciętnych. Liczne świadectwa zmian środowiskowych na obszarach objętych działalnością polskich grup badawczych na Spitsbergenie i Wyspie Króla Jerzego zostały udokumentowane w obszernych opracowaniach pod redakcją Kostrzewskiego i Zwolińskiego (2003), Kostrzewskiego i in. (2004), Rakusy-Suszczewskiego (1992, 2005) oraz monografiach Marsza (2000) i Rakusy-Suszczewskiego (1993, 1999).

Współczesne zmiany w obrębie polarnych stref klimatycznych wpływają na liczne procesy geomorfologiczne, doprowadzające do zasadniczych strukturalnych i fizjonomicznych transformacji krajobrazu. Zmiany te są widoczne m.in. w funkcjonowaniu geosystemów lądowych Svalbardu i Szetlandów Południowych, na których były prowadzone prace kartograficzno-inwentaryzacyjne przez poznański ośrodek polarny¹. Kartowaniem objęto Dolinę Ebbelva na Spitsbergenie oraz zachodnie wybrzeże Zatoki Admiralicji na Wyspie Króla Jerzego. Wyniki tych prac są aktualnie opracowywane i będą przedmiotem osobnych publikacji, nie mniej można wstępnie podać, że oparte one zostały na wcześniejszych założeniach funkcjonowania domen morfogenetycznych Doliny Ebby zaproponowanych przez Zwolińskiego (Kostrzewski i in. 2007, Zwoliński i in. 2008), do których zaliczył on następujące subsystemy jako surogaty domen morfogenetycznych:

- w ujęciu morfogenetycznym (hierarchicznym):
 - subsystem wietrzeniowy,
 - subsystem śnieżny,
 - subsystem lodowcowy,
 - subsystemy glaciofluwalny, glaciolimniczny, glaciomorski,
 - subsystem rzeczny rzek proglacialnych: roztokowych i meandrowych,
 - subsystem rzeczny ujściowo-pływowy,
 - subsystem jeziorny,
 - subsystem eoliczny,
 - subsystem wybrzeżowy,
 - subsystem zmarzlinowy,
- w ujęciu przestrzennym (kaskadowym):

- subsystem fieldowy,
- subsystem stokowy,
- subsystem dolinny,
- subsystem piedmontowy (przedgórski),
- subsystem nadmorski.

Natomiast dla geosystemów subantarktycznych Zwoliński (2007) wyznaczył następujące kaskady transformacji materii mineralnej:

- kaskada wejścia,
- kaskada przemian inicjalnych materii mineralnej,
- kaskada denudacji materii mineralnej w obrębie środowisk geomorficznych,
- kaskada transportu materii mineralnej w obrębie środowisk morfogenetycznych,
- kaskada redepozycji materii mineralnej w obrębie środowisk sedymentacyjnych,
- kaskada dostawy materii mineralnej do basenu Zatoki Admiralicji,
- kaskada wyjścia.

Przedstawione subsystemy i kaskady nie wyczerpują pełnego inwentarza środowisk morfogenetycznych i sedymentacyjnych obszarów polarnych, ale za to uświadamiają dwa istotne fakty: a) duże urozmaicenie właściwości czynników i procesów morfogenetycznych w pozornie mało zróżnicowanym środowisku polarnym, b) bardzo szybką migrację przestrzenną tych subsystemów obserwowaną od ponad ćwierćwiecza, odnosząc się do zmian ich zasięgów – jedne z nich się rozrastają, a inne – kurczą.

Dotychczasowe badania i scenariusze rozwoju regionów polarnych wskazują, że krajobrazy tych obszarów ulegają ostatnio bardzo szybkim zmianom. Tempo tych zmian i ich intensywność przez ostatnie 100 lat podlegały zmianom głównie z powodu zmian klimatu. Obszary Arktyki, Szetlandów Południowych i Półwyspu Antarktycznego, a ostatnio także Antarktydy Zachodniej są szczególnie interesujące, gdyż współczesne transformacje krajobrazowe i fizycznogeograficzne przejawiają się na nich najbardziej gwałtownie i wyraźnie.

Wszystkie obserwowane zmiany w krajobrazach polarnych półkuli północnej i południowej zgodnie z koncepcją geosukcesji (Zwoliński 2007) doprowadzają do obniżenia tempa zmian krajobrazowych, znacznej stałości form rzeźby, wydłużonego czasu ich trwania, a bilanse energetyczne i materialne zmierzają do zrównowżenia. Przejawia się to redukcją odmian krajobrazów i zmniejszeniem ich zasięgów przestrzennych zarówno w kierunku poziomym, jak i pionowym, odbijając się na strefach i piętrach klimatycznych, roślinnych, morfogenetycznych i geoekologicznych.

Według modeli i scenariuszy ACIA (2004), dla regionów Arktyki wzrost temperatury powietrza powinien wynieść 5°C (scenariusz B2) lub 7°C (scenariusz

¹ Z. Zwoliński, A. Mizgajski – na Spitsbergenie w sierpniu 2006 oraz Z. Zwoliński, A. Mizgajski i J. Szpikowski – na Wyspie Króla Jerzego w styczniu 2007.

A2) w porównaniu do lat 1981–2000. Szczególnie wyraźne winno to być na Syberii i we wschodniej Arktyce Kanadyjskiej. Opady atmosferyczne w formie deszczu winny wzrosnąć o ok. 20%, głównie w lecie. Przewiduje się, że obszary Arktyki Północnoamerykańskiej i Rosyjskiej winny otrzymywać większe ilości deszczu, podczas gdy dla Skandynawii spodziewane jest obniżenie sum deszczu. Pokrywy lodów morskich Morza Arktycznego mogą zmniejszyć się o 50%. Według niektórych modeli, w lecie 2100 r. może nie być w ogóle lodu morskiego. Jednak najnowsze obserwacje satelitarne (Cryosphere Today 2008) skłaniają do przekonania, że w najbliższych kilku latach może się już zdarzyć lato, kiedy roztopi się całkowicie pokrywa lodowa na Morzu Arktycznym². Nieco odmienne obserwacje, a więc niewielki wzrost rozprzestrzenienia lodów morskich odnotowywany jest dla wód wokółantarktycznych. Wzrost poziomu oceanu światowego na skutek wytapiania lodu w różnej postaci jest nieunikniony, by osiągnąć od 10 cm do 70 cm w obydwóch scenariuszach A2 i B2. Zasięg lądowego pokrycia lodem powinien skurczyć się o ok. 20%, głównie wiosną, powodując wcześniejszy początek przepływów w rzekach panarktycznych. Ich przepływy mogą wzrosnąć o 10–25% w zimie i wiosną, by opaść w lecie z powodu zwiększonego parowania. Należy podkreślić, że wszystkie analizowane scenariusze przewidują generalnie wzrost parametrów charakteryzujących zmiany globalne albo ich spadek w przeciągu XXI w. Jednakże, dotychczasowe obserwacje pokazują, że układ tych relacji może być zaskakująco różny.

Literatura

- ACIA – Arctic Climate Impact Assessment 2004. Impacts of a Warming Arctic. Cambridge University Press, Cambridge.
- Arctic Change 2006. Online: <http://www.arctic.noaa.gov/detect/overview.shtml>.
- Cryosphere Today 2008. Polar Sea Ice Cap and Snow. Online: <http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere>.
- Haeberli W., Bösch H., Scheler K. 1989. World glacier inventory. IAHS, UNESCO, Nairobi.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change 2007. The Third Assessment. Online: <http://www.ipcc.ch/>.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z. (red.) 2003. Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geosystemów Spitsbergenu.
- Kostrzewski A., Pulina M., Zwoliński Z. (red.) 2004. Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu.
- Kostrzewski A., Rachlewicz G., Zwoliński Z. 2007. Zmiany funkcjonowania geosystemów lądowych

- Arktyki. [W:] A. Styszyńska, A.A. Marsz (red.), Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe. Akademia Morska w Gdyni, Wydział Nawigacyjny, Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Komitet Badań Polarnych Polskiej Akademii Nauk, Komisja Meteorologii i Klimatologii, Gdynia, s. 289–309.
- Macdonald R.W., Harner T., Fyfe J., Loeng H., Weingartner T. 2003. AMAP Assessment 2002: The Influence of Global Change on Contaminant Pathways to, within, and from the Arctic. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo.
- Marsz A.A. 2000. Charakterystyka fizycznogeograficzna obszarów lądowych w otoczeniu Zatoki Admiralicji (Antarktyka Zachodnia, Szetlandy Południowe, Wyspa Króla Jerzego). Wyd. WSM, Gdynia.
- Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W., Vörösmarty C.J., Lammers R.B., Shiklomanov A.I., Shiklomanov I.A., Rahmstorf S. 2002. Increasing River Discharge to the Arctic Ocean. *Science*, 298: 2171–2173.
- Rakusa-Suszczewski S. (red.) 1992. Zatoka Admiralicji. Ekosystem strefy przybrzeżnej morskiej Antarktyki. Oficyna Wyd. Inst. Ekol. PAN, Dziekanów Leśny.
- Rakusa-Suszczewski S. 1993. The maritime Antarctic coastal Ecosystem of Admiralty Bay. Department of Antarctic Biology, Polish Academy of Sciences, Warsaw.
- Rakusa-Suszczewski S. 1999. Ekosystem morskiej Antarktyki. Zmiany i zmienność. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Rakusa-Suszczewski S. (red.) 2005. The coastal and shelf ecosystem of Maritime Antarctica, Admiralty Bay, King George Island. Warsaw Univ. Press, Warsaw.
- Skvarca P., Rack W., Rott H., Ibarzábal Donángelo T. 1998. Evidence of recent climate warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Ann. Glac.*, 27: 628–632.
- Vaughan D.G., Doake C.S.M. 1996. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, 379: 328–331.
- Zwoliński Z. 2007. Mobilność materii mineralnej na obszarach paraglacjalnych, Wyspa Króla Jerzego, Antarktyka Zachodnia. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 74: 266.
- Zwoliński Z., Kostrzewski A., Rachlewicz G. 2008. Environmental changes in the Arctic. [W:] S. Singh, L. Starkel, H.J. Syiemlieh (red.), *Environmental Changes and Geomorphic Hazards*. Bookwell, Delhi, s. 23–36.

² Wg W. Masłowskiego z Instytutu Oceanologii PAN w Sopocie całkowity zanik lodów morskich na Morzu Arktycznym może nastąpić już w 2013 r. Jednakże po rekordowym zaniku tej pokrywy w 2007 r. stwierdza, że moment ten może nadejść znacznie szybciej.