



Globalne i lokalne skutki zmian klimatycznych w Arktyce

Mariusz Grabiec¹

Wstęp

Naturalną cechą środowiska geograficznego jest jego labilność. Dynamiczny obraz otaczającej nas przyrody przestał być postrzegany jako zjawisko kontrowersyjne. Zmiany powodowane naturalnymi czynnikami odbieramy jako przejaw ewolucji, procesu dostosowania. Poza powyższe stwierdzenia wymykają się procesy mające znamiona zmian klimatu. I chociaż dyskusji nie podlega już kwestia czy współcześnie mamy do czynienia z takowymi zmianami, to spory dotyczą tego, na ile procesy te są naturalne, a na ile spowodowane przez działalność człowieka.

Zmiany klimatyczne mogą być warunkowane przez naturalne procesy jak: zmiana orbity Ziemi wokół Słońca, zmiana nachylenia orbity Ziemi, zmiany aktywności słonecznej, zmiany cyrkulacji oceanicznej czy też erupcje wulkanów. Naukowcy wskazują również na antropogeniczny czynnik zmian klimatycznych przejawiający się w zwiększonej emisji gazów cieplarnianych do atmosfery.

W historii Ziemi wielokrotnie zdarzały się zmiany warunków klimatycznych. Większość z nich ma jednak charakter długotrwały (setki, tysiące lat). Część zmian zachodzi okresowo (epoki lodowcowe, optima klimatyczne). Niektóre z nich miały charakter incydentalny powodujący zmiany w krótkim okresie czasu. Tego typu gwałtowne zachwianie klimatu miało miejsce np. w Młodszej Dryasie, kiedy w ciągu ok. 20 lat klimat w pewnych częściach globu wyraźnie się ochłodził. Stało się tak na skutek zachwiania cyrkulacji oceanicznej (termohalinowej) spowodowanej dostawą ponadprzeciętnej ilości wody z topniejącej pokrywy lodowej (*Rapid Climate Change* 2005). Ostatnie 8 000 lat charakteryzuje się jednak stosunkowo stabilnym klimatem o fluktuacjach temperatury nie przekraczających 1°C/100 lat (*Impacts of Europe's changing climate* 2004).

¹ Dr Mariusz Grabiec, Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii.

Współczesne zmiany klimatyczne

Najnowszy raport IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) opublikowany w lutym 2007 (*Climate Change 2007*) przedstawia obraz klimatu naszej planety w odniesieniu do stanu z przeszłości. Średnia temperatura powietrza powierzchni Ziemi uległa zwiększeniu w ciągu ostatniego stulecia (1905-2006) o 0,74 °C, a 11 z ostatnich 12 lat należało do najcieplejszych od rozpoczęcia pomiarów instrumentalnych tj. od połowy XVIII wieku. Dynamika wzrostu temperatury na powierzchni lądów jest generalnie większa aniżeli nad oceanami. Zmiany temperatury posiadają również przestrzenną zmienność. Generalnie tendencja ocieplenia wzrasta w kierunku od równika ku biegunom. Szczególną silny trend można zatem obserwować w rejonach polarnych, w szczególności zaś w sezonach zimowym i wiosennym. Średnia temperatura lądów w zakresie między 60° a 90° szerokości geograficznej północnej rosła w latach 1900-2003 w tempie 0,09 °C/dekadę. Jest to wartość przekraczająca średnią dla całego globu, jednak w analizowanym okresie czasu obserwowano również okres ochłodzenia 1946-1965. Po tym incydencie klimatycznym ocieplenie Arktyki osiągnęło tempo 0,4°C/dekadę (*Impact of Warming Arctic 2004*).

Wzrost temperatury w konsekwencji musi prowadzić do zwiększonego parowania z obszarów lądów i oceanów, a to skutkować może zwiększeniem opadów atmosferycznych i akceleracją dynamiki cyrkulacji atmosferycznej. Generalnie wzrost opadów w XX w. wyniósł ok. 2%. Jednak w obszarach podzwrotnikowych między 10° a 30° szerokości geograficznej notowano zmniejszanie opadów o 0,3%/dekadę, natomiast w średnich i wysokich szerokościach geograficznych półkuli północnej tempo wzrostu temperatury sięgnęło 1%/dekadę (*Impacts of Europe's changing climate 2004; Climate Change 2001*). Ponownie najbardziej dynamicznym wzrostem sięgającym 2%/dekadę (1966-2003) charakteryzuje się Arktyka (*Impact of Warming Arctic 2004*). Szczególny wzrost opadów obserwowany jest tutaj zimą (podobnie jak wzrost temperatury).

Przyczyny wrażliwości Arktyki na zmiany klimatyczne

Powyżej przytoczony stan warunków termiczno-opadowych Ziemi w ostatnim stuleciu wskazuje na ogromną rolę jaką w dynamicznych procesach klimatycznych odgrywają obszary polarne. Co zatem jest przyczyną, że fluktuacje klimatyczne w pierwszej kolejności znajdują

odzwierciedlenie w wysokich szerokościach geograficznych? Raport Arctic Climate Impact Assessment (ACIA): *Impact of Warming Arctic* (2004) wyszczególnia pięć najistotniejszych czynników wpływających na wrażliwość klimatu Arktyki.

Pomiędzy ociepleniem Arktyki i jego efektami zachodzą sprzężenia zwrotne. Znaczna część powierzchni Arktyki przez pewną część roku znajduje się pod pokrywą śnieżno-lodową w postaci śniegu sezonowego, lodu morskiego, lodowców lub czap lodowych. W efekcie zwiększonej temperatury zasięg tej pokrywy śnieżno-lodowej z roku na rok ulega skurczeniu. Odsłonięte podłoże charakteryzuje się znacznie mniejszym albedo aniżeli śnieg czy lód. Podłoże zatem absorbuje większą ilość energii, przez co przyczynia się do ocieplenia. Odsłaniając kolejne fragmenty podłoża spod pokrywy lodowej proces ocieplenia ulega zdynamizowaniu.

Szczególnie efektywnie proces ten przebiega na Oceanie Arktycznym. Kurcząca się pokrywa lodu morskiego odsłania kolejne powierzchnie, przez które następuje ładowanie tego olbrzymiego „kondensatora ciepła”. Zgromadzona energia jest przechowywana i oddawana w zimie potęgując ocieplenie dolnych warstw atmosfery.

Arktyka jest również intensywnie zasilana ciepłem z prądów morskich mających swoje źródło w niskich szerokościach geograficznych. Proces ten wzmacnia intensyfikacja procesów zachodzących w cyrkulacji oceanicznej, jak również atmosferycznej poprzez nasilenie adwekcji ciepłych mas powietrza nad Arktykę.

Czynniki wymienione powyżej powodują, że nadmiar energii nagromadzony w atmosferze spożytkowany jest na jej ogrzanie. Proces ten jest wzmożony na skutek większej izolacji atmosfery w następstwie zwiększenia zawartości gazów cieplarnianych. I wreszcie nie zapominajmy o naturze samej atmosfery. W obszarach polarnych jej miąższość jest znacznie mniejsza, aniżeli w okolicach równika. Stąd na podniesienie temperatury atmosfery potrzeba mniej energii.

Reakcja kriosfery Arktyki na zmiany klimatyczne

Efektami zachodzących w atmosferze procesów są zmiany w obrębie kriosfery. Stan kriosfery jest doskonałym indykatorem zmian klimatycznych. Prześledźmy w olbrzymim skrócie jak na ocieplenie klimatu reagują lodowce, lód morski, pokrywa śnieżna oraz permafrost w strefie Arktyki.

Lodowce

Obszary zlodowacone Arktyki zajmują powierzchnię ok. 2075 tys. km², z czego 83% przypada na lądolód Grenlandii (Jania, Hagen 1996). Odbiciem kondycji lodowców w świetle zmieniającego się klimatu jest ich bilans masy, czyli stosunek zysków do strat masy. Po stronie zysków znajduje się głównie zasilanie śniegiem z opadów w czasie sezonu akumulacyjnego. Po stronie strat głównymi czynnikami są: ablacja fizyczna polegająca na zmianie stanu skupienia lodu i wyprowadzeniu masy poza obręb lodowca oraz ablację mechaniczną w postaci cielenia się lodowców uchodzących do zbiorników wodnych. Kiedy suma obu składowych (ablacji i akumulacji) jest równa 0 mamy stan równowagi lodowca. Gdy przeważa akumulacja bilans jest dodatni, gdy ablacja – ujemny. Dla Arktyki jako całości bilans masy lodowców mierzony od drugiej połowy lat 60-tych XX w. jest negatywny (Dyrurgerov 2003). Regionalnie jednak można obserwować dodatni trend bilansu masy, jak to ma miejsce np. na lodowcach północnej Skandynawii. Związane jest to w głównej mierze ze znacznym wzrostem opadów w ostatniej dekadzie stulecia w tym rejonie (Jania, Hagen 1996).

Innym efektem ocieplenia klimatu jest zmiana dynamiki lodowców. Lodowiec jest ciałem znajdującym się w ruchu. W efekcie ruchu następuje przemieszczenie masy lodowca w kierunku jego czoła. Jeśli tempo ruchu jest wyższe aniżeli ubytek masy na czole na skutek ablacji wówczas front lodowca awansuje, jeśli prędkość dostarczania masy do czoła nie rekompensuje ablacji następuje recesja. O tempie ruchu decyduje m.in. ilość wody w podłożu lodowca. Zwiększona na skutek ocieplenia ablacja prowadzi do wzrostu zawartość wody i podniesienia ciśnienia hydrostatycznego. To z kolei przekłada się na zwiększenie tempa ruchu lodowca. Zmiana dynamiki lodowców powoduje przyspieszony obieg masy. Spektakularne zjawiska gwałtownego przyspieszenia ruchu zwane „szarżą lodowcową” powodują zmiany położenia czoła. Aby dać wyobrażenie skali tego zjawiska można przytoczyć przykład awansu czoła lodowca Negribreen na Svalbardzie. W ciągu 2 lat (1935-1936) czoło przesunęło się o 12 kilometrów (Liestøl 1969).

Jak przedstawiono powyżej widocznym przejawem ocieplenia klimatu będącym wynikiem zmian bilansu masy i/lub dynamiki jest zmiana geometrii lodowców. W klasycznym wydaniu odpowiedzią lodowców na ocieplenie jest recesja czoła oraz obniżenie ich powierzchni. Przytoczony powyżej przykład lodowców szarżujących jest dość nietypową reakcją lodowca na ocieplenie, a stan lodowca po szarży jest nie-

stabilny i dąży do równowagi. W konsekwencji powtarzające się fazy gwałtownego przyspieszenia przyczyniają się do degradacji lodowca (Jania 1988). W czasie aktywnej fazy szarży powierzchnia lodowca ulega znacznemu obniżeniu, a następujący po niej etap recesji lodowca w konsekwencji redukuje zasięg lodowca do stanu sprzed przyspieszonego ruchu.

Lód morski

Zmiany klimatyczne nie pozostały również bez wpływu na zasięg oraz miąższość lodu morskiego pokrywającego wody wokół bieguna północnego. Lód morski spełnia niezwykle istotną rolę w bilansie energetycznym tych rejonów. Zasięg lodu morskiego w sezonie wiosennym i letnim w drugiej połowie XX wieku uległ ograniczeniu o ok. 10-15% (*Climate Change* 2001). Przypuszczalnie proces ten uległ gwałtownemu przyspieszeniu po roku 1985 (Johannessen i inni 1995). Nieliczne badania miąższości lodu w latach 1958-1976 i 1993-1997 wskazują również na jego redukcję nawet do 40% (Rothrock i inni 1999; *Climate Change* 2001; *Arctic Climate Impact Assessment* 2005). Proces ten jest oczywiście ściśle połączony z ociepleniem klimatu, a co za tym idzie z wydłużeniem sezonu ablacji paku morskiego.

Pokrywa śnieżna

Bardzo istotnym elementem środowiska Arktyki jest pokrywa śnieżna. Odgrywa ona olbrzymią rolę w m.in. kształtowaniu bilansu energetycznego powierzchni, warunków termicznych podłoża, czy też reżimu hydrologicznego. Cechuje się znaczną zarówno czasową, jak i przestrzenną zmiennością. Uśrednione dane uzyskane na podstawie obrazów satelitarnych wskazują na zmniejszenie zasięgu pokrywy śnieżnej na półkuli północnej w latach 1972-2003 o 10% (*Arctic Climate Impact Assessment* 2005). Zmiany szczególnie istotne są w sezonie wiosennym. Interpretacja dotycząca miąższości śniegu jest niejednoznaczna. Ze względu na zwiększenie opadów zmiany miąższości pokrywy śnieżnej nie wykazują jednoznacznego trendu i cechują się dużą zmiennością przestrzenną.

Permafrost

Zmiany klimatyczne znajdują swoje odzwierciedlenie również w stanie wieloletniej zmarzliny. Permafrost jest definiowany jako skała, zwietrzelina, gleba lub inny materiał pozostający, przez co najmniej 2 sezony w temperaturze poniżej 0°C. Ocieplenie klimatu wpływa zatem istotnie na degradację wieloletniej zmarzliny. Według badań temperatu-

ra permafrostu w drugiej połowie XX w. zmieniała się od $-0,1$ °C/rok w północnym Quebecu do $+0,15$ °C/rok w europejskiej części rosyjskiej północy (Romanovsky i inni 2003, *Arctic Climate Impact Assessment* 2005). Generalnie jednak za wyjątkiem pewnych obszarów Kanady temperatura wieloletniej zmarzliny rośnie, co skutkuje jej degradacją.

Skutki zmian kriosfery w Arktyce

Zmiany w obrębie zlodowaconych obszarów lądowych oraz lodu morskiego wywierają znaczny wpływ na inne elementy środowiska polarnego. Najgłośniejszym dyskutowanym jest wpływ topniejących lodowców na podnoszenie się poziomu wszechoceanu. Tempo podnoszenia się poziomu wód w latach 1961-2003 wynosiło $1,8$ mm/rok, ulegając niemal dwukrotnej akceleracji w ciągu ostatniej dekady (*Climate Change* 2007). Należy jednak pamiętać, że udział wody z topnienia kriosfery w zmianie poziomu wód nie przekracza 50% (*Climate Change* 2001).

Drugą istotną przyczyną podnoszenia poziomu wszechoceanu związaną ze zmianami klimatycznymi jest rozszerzalność cieplna wody na skutek podniesienia jej temperatury i tym samym zwiększanie objętości. Na te przyczyny nakładają się również czynniki pozaklimatyczne takie jak: pionowe ruchy skorupy ziemskiej lub akumulacyjna działalność rzek w ujściach powodujące zmiany geometrii i objętości zbiorników, zmiany zasobów wód podziemnych (uwolnienie wód lub tworzenie nowych zbiorników) oraz zmiany w splywie powierzchniowym, wreszcie pływy.

Globalne ocieplenie skutkuje zwiększonymi przepływami rzek o zasilaniu śnieżnym lub lodowcowym. Dostawa słodkiej wody ze zwiększonego topnienia lodowców, śniegu, a także lodu morskiego i permafrostu powoduje wysładzanie wód morskich. Tendencja ta może być również utrzymywana na skutek obniżonego zamarzania wody morskiej (w czasie zamarzania substancje mineralne są „zrzucone” zwiększając zasolenie). Również opisywana wcześniej tendencja wzrostu opadów w wysokich szerokościach geograficznych przyczynia się do wysładzania wód.

Efekt obniżonego zasolenia może być osłabienie intensywności cyrkulacji termohalinowej. W strefie Arktyki w rejonie Północnego Atlantyku przechłodzona, relatywnie słona woda na skutek swej większej gęstości przenoszona jest do głębszych partii oceanu, a następnie transportowana na południe. Cyrkulacja ta stabilizuje klimat całego

północnego i środkowego Atlantyku. Nie pozwala na nadmierne ocieplenie niskim szerokościom geograficznym, a zasilając następnie wody Prądu Zatokowego ogranicza wychłodzenie Europy Zachodniej i Północnej. Obniżenie zasolenia w strefie północnego Atlantyku powodować może mniejszą gęstość wody, przez co cyrkulacja termohalinowa może ulec osłabieniu lub nawet wygaśnięciu. Spowodowałoby to olbrzymie perturbacje w globalnym systemie klimatycznym.

Zmiana zasolenia i stratyfikacji wód oceanicznych może niekorzystnie wpływać na ekosystemy morskie, wypierając z nich gatunki preferujące wody silnie zasolone i zastępując gatunkami lepiej przystosowanymi się do wód wysłodzonych.

Znaczne spustoszenie wśród gatunków związanych z lodem morskim może wywołać jego gwałtowne kurczenie się. Obecnie ze strefą krawędziową paku lodowego związany jest specyficzny łańcuch pokarmowy. Rozwój fitoplanktonu w tej strefie przyciąga bezkręgowce, stające się pokarmem ryb. Ze strefą brzegową związane są również liczne gatunki fok, morsy, białuchy, narwale, niedźwiedzie polarne i inne. Ograniczenie zasięgu lodu morskiego może stać się przyczyną degradacji całego środowiska (<http://archive.greenpeace.org>). Niektóre gatunki, jak niedźwiedź polarny, czy też mors, ze względu na odcięcie od źródła pokarmu przez zanik lodu morskiego zmuszone zostaną do przystosowania się do zmiany środowiska życia. Modyfikacji ulegną również trasy migracji waleni.

Degradacja lodu morskiego ma również istotny wpływ na cyrkulację atmosferyczną. Ze względu na ograniczenie zasięgu paku lodowego ciśnienie atmosferyczne nad biegunem północnym ulega obniżeniu (Walsh i inni 1996). Pociąga to za sobą większą niestabilność pogodową oraz częstsze sztormy.

Indukowane ociepleniem klimatu zmiany w ekosystemach są łatwo zauważalne również w kriosferze lądowej. Odślaniane na skutek cofania się lodowców przedpola podlegają sukcesji mikroorganizmów roślinnych oraz zwierzęcych. Redukcja zasięgu, czy miąższości pokrywy śnieżnej może pozbawić zarówno rośliny, jak też drobnych przedstawicieli świata zwierzęcego warstwy izolacyjnej, stwarzając zagrożenie dla ich egzystencji. Zimowe ocieplenia doprowadzają do wytworzenia w warstwie śniegu lodoszreni (warstw, wkładek lodu). Te z kolei z jednej strony zabezpieczają pokrywę śnieżną przed wywiewaniem, z drugiej strony utrudniają zwierzętom (np. reniferom) dostęp do znajdującego

się pod śniegiem pokarmu. Ocieplenie klimatu powoduje również wydłużenie okresu wegetacyjnego roślin.

Zmiany w kriosferze Arktyki determinują również działalność człowieka i to zarówno pozytywnie, jak i negatywnie. Zaczniemy od zagrożeń płynących z omawianych powyżej zmian.

Ograniczenie zasięgu lodu morskiego prowadzi m.in. do intensyfikacji zjawisk sztormowych, których efektem mogą być katastrofalne zniszczenia w infrastrukturze wytworzonej przez człowieka znajdującej się zarówno na wybrzeżach, jak i na obszarach morskich (np. zniszczenia statków, platform wiertniczych podmorskich rurociągów itd.). Katastrofalne zjawiska towarzyszyć mogą również funkcjonowaniu środowiska glacialnego. Nadmiar wody z topniejących lodowców może być gromadzony w zbiornikach na powierzchni lodowca, pod jego powierzchnią (jeziora subglacialne) lub jeziorach zaporowych przed czołem lodowców, a następnie gwałtownie uwalniany w postaci powodzi (np. jokuhlaups), spływów błotnych lub błotno-lodowych.

Zmiany długości zalegania pokrywy śnieżnej mogą niekorzystnie wpływać na branżę turystyczną poprzez skrócenie sezonu narciarskiego.

Paradoksalnie człowiek może czerpać korzyści ze zmian obserwowanych w Arktyce.

Zredukowanie zasięgu paku lodowego korzystnie może odbić się na żegludze po Oceanie Arktycznym. Transport morski może stać się tańszy i szybszy. Spadek kosztów związany będzie nie tylko ze skróceniem niektórych tras, ale również ograniczonym wykorzystaniem lodolamaczy. Porty morskie znajdujące się na północy Rosji będą mogły przyjmować statki przez znacznie dłuższy sezon. Statki rybackie mogą operować na większym obszarze wolnym od lodu morskiego. Zwiększą się możliwości eksploatacji surowców podmorskich, a budowa odpowiednich konstrukcji nie będzie zagrożona przez zniszczenie pakiem lodowym. W szerszym zakresie rozwijać się będzie mogła turystyka morska.

Zwiększenie zasilania śnieżnego a zwłaszcza lodowcowego rzek może przyczynić się do rozwoju ekologicznej branży hydroenergetycznej.

Zmniejszona w czasie zimy akumulacja śniegu przekłada się na znaczne oszczędności np. w utrzymaniu dróg. Zagrożenie nadmiernego obciążenia dachów budynków może ulec redukcji.

Te oraz wiele innych przykładów zmian w środowisku Arktyki spowodowanych zmianami klimatycznymi przynosi raport *Arctic Climate Impact Assessment* (2005).

Podsumowanie

Środowisko przyrodnicze naszej planety jest ściśle ze sobą powiązanym organizmem. Zmiany zachodzące w jednym tylko elemencie, nawet na ściśle określonym obszarze znajdują odbicie w innych elementach i obszarach. Stąd praca powyższa jedynie sygnalizuje jak zmiany klimatyczne determinują kriosferę Arktyki i jakie są obecne lub potencjalne, globalne i lokalne efekty tych zmian. Należy pamiętać, że wskazane skutki są zarazem przyczynami kolejnych zmian. Ewolucja jest procesem nieuniknionym i naturalnym. Obecnie dyskutowana jest jedynie rola w tym procesie człowieka.

Obszar Arktyki jest niezwykle wrażliwy na zmiany klimatu. Intensywność procesów zachodzących zarówno w atmosferze, jak też wodach oceanicznych jest tutaj zdecydowanie większa, aniżeli w średnich, czy niskich szerokościach geograficznych. Najbardziej spektakularne przejawy zmian klimatycznych są obserwowane w kriosferze. Arktyka może zatem stanowić papierek lakmusowy współczesnego tempa i zakresu ewolucji Ziemi.

„Arktyczne laboratorium” wymaga zintensyfikowanych wieloaspektowych badań, ponieważ one mogą dać odpowiedź, w jakim kierunku dąży nasza planet. Plan ten realizowany jest m.in. poprzez zintegrowanie badań w ramach IV Międzynarodowego Roku Polarnego 2007-2008.

Literatura

- Arctic Climate Impact Assessment (ACIA)*, Cambridge University Press 2005, ss. 1040.
- Climate Change 2001: The Scientific Basis*, IPCC, Cambridge University Press 2001, ss. 83.
- Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers*, IPCC, Cambridge University Press 2001, ss. 18.
- Dyurgerov, M. B. (2003), Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle, *J. Hydrol.*, 282, 164–176.
- Impacts of Europe's changing climate*, EEA Report, No 2/2004, ss.101.
- Impact of Warming Arctic, Arctic Climate Impact Assessment (ACIA)*, Cambridge University Press 2004, ss. 139.
- Jania J. 1988. Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie (w świetle badań fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych). *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, Katowice, ss. 258.

- Jania J., Hagen J.O. (red.) 1996 Mass Balance of Arctic Glaciers. IASC Report No. 5. ss.62.
- Johannessen O. M., Miles M., Bjorgo E. 1995. The Arctic's shrinking sea ice, *Nature* 326: 126-7.
- Liestøl O. 1969. Glacier surges in West Spitsbergen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 6, No. 4, Ottawa, 895-897.
- Rapid Climate Change* 2005. Parliament Office of Science and Technology, POSTNOTE 245.
- Rothrock D.A., Yu Y. Maykut G.A. 1999. Thinning of the Arctic, sea-ice cover. *Geophysical Research Letters*, 26: 3469-3472.
- Walsh J. E., Chapman W. L., Shy T. L. 1996. Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic, *J. Climate*, 9: 480-486.
- <http://archive.greenpeace.org>