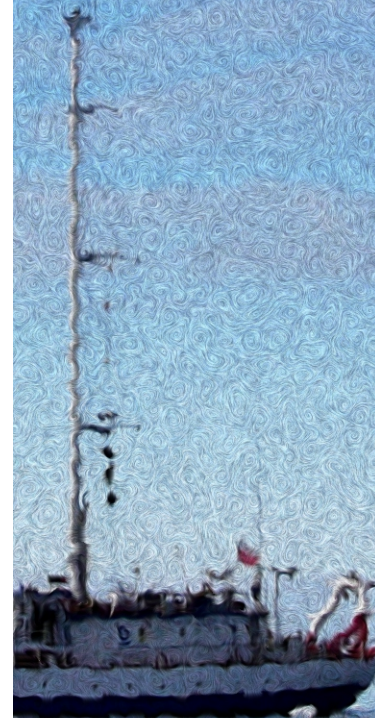


# ARKTYKA EUROPEJSKA

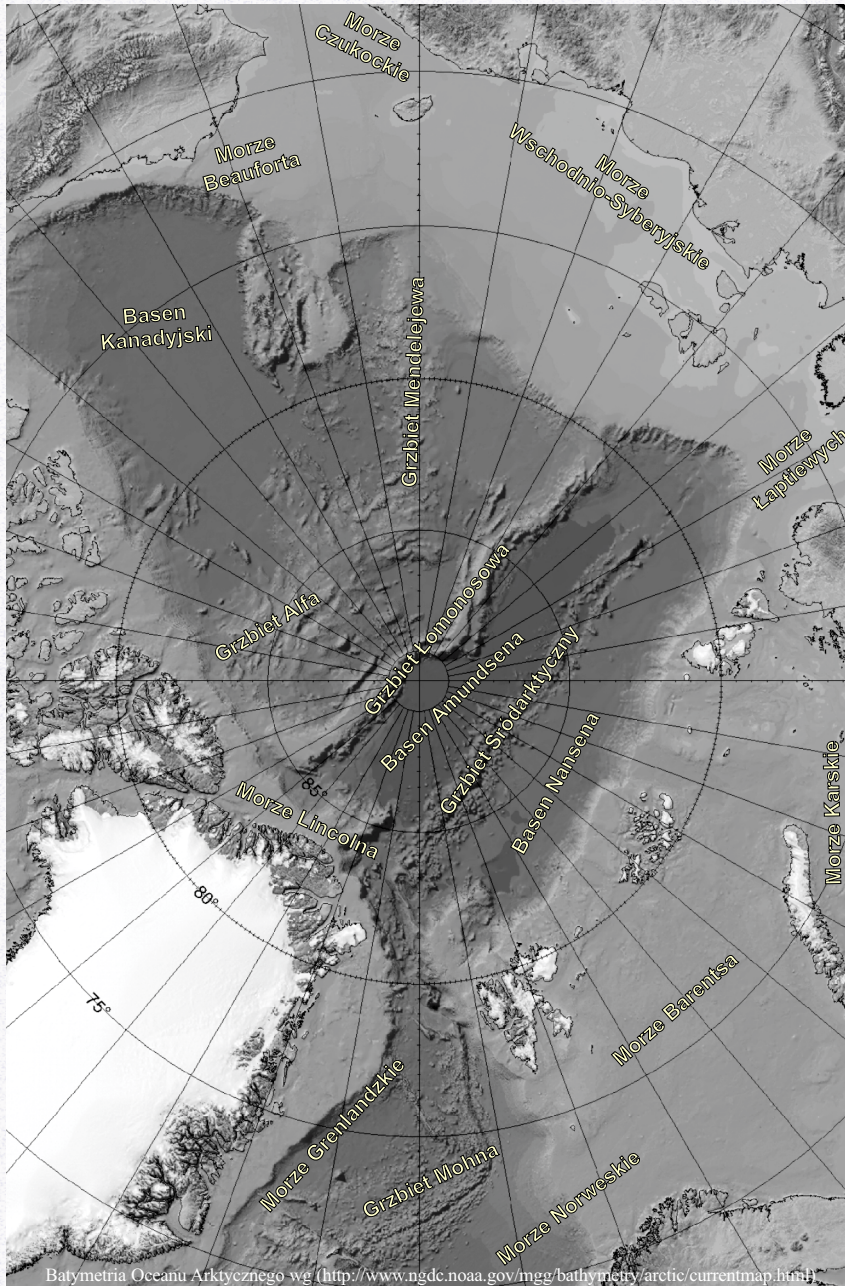
- morski przewodnik użytkownika



Instytut Oceanologii PAN, Sopot 2012

# ARKTYKA EUROPEJSKA

- morski przewodnik użytkownika



Instytut Oceanologii PAN, Sopot 2012

|   |    |   |     |
|---|----|---|-----|
| Wstęp   | 4  | 3.6 – Skąd w Arktyce biorą się zanieczyszczenia?        | 58  |
| <i>Atmosfera i troposfera</i>                         |    | 3.7 – Arktyczne osady denne – magazyn zanieczyszczeń    | 60  |
| 1.1 – Zorza polarna (Aurora Borealis)                 | 6  | 3.8 – Substancje toksyczne w organizmach arktycznych    | 62  |
| 1.2 – Dzień polarny i noc polarna                     | 8  | 3.9 – Ropa naftowa w Arktyce                            | 64  |
| 1.3 – Zmiany nasłonecznienia i zlodowacenia           | 10 | 3.10 – Klatraty metanu w Arktyce                        | 66  |
| 1.4 – Dlaczego Arktyka ogrzewa się najszybciej?       | 12 | <i>Geologia i paleoceanografia</i>                      |     |
| 1.5 – Cyrkulacja atmosferyczna                        | 14 | 4.1 – Formowanie się Arktyki                            | 68  |
| 1.6 – Od czego zależy wartość indeksów NAO/AO         | 16 | 4.2 – Rzeźba dna morskiego                              | 70  |
| 1.7 – Aerosole morskie                                | 18 | 4.3 – Lodowce i lód w Arktyce                           | 72  |
| 1.8 – Aerosole i chmury                               | 20 | 4.4 – Datowanie osadów morskich                         | 74  |
| 1.9 – Aerosole i przenoszenie zanieczyszczeń          | 22 | 4.5 – Ławice węglanowe                                  | 76  |
| 1.10 – Zamglenie arktyczne                            | 24 | 4.6 – Paleoceanografia                                  | 78  |
| 1.11 – Światło w Oceanie Arktycznym                   | 26 | <i>Biologia morza</i>                                   |     |
| <i>Fizyka Oceanu</i>                                  |    | 5.1 – Produkcja pierwotna w Arktyce                     | 80  |
| 2.1 – Ocean jako główny czynnik kształtujący klimat   | 28 | 5.2 – Plankton jednokomórkowy                           | 82  |
| 2.2 – Cyrkulacja termohalinowa                        | 30 | 5.3 – Zooplankton                                       | 84  |
| 2.3 – System prądów Mórz Nordyckich                   | 32 | 5.4 – Makrozooplankton                                  | 86  |
| 2.4 – Masy wodne i ich transformacja                  | 34 | 5.5 – Fauna i flora lodowa                              | 88  |
| 2.5 – Fronty, wiry, meandry, intruzje                 | 36 | 5.6 – Meiofauna   | 90  |
| 2.6 – Fjordy  | 38 | 5.7 – Fauna dna miękkiego                               | 92  |
| 2.7 – Zamarzanie wody i lód morski                    | 40 | 5.8 – Fauna dna twardego                                | 94  |
| 2.8 – Dźwięk w morzu                                  | 42 | 5.9 – Strefa pływowa                                    | 96  |
| 2.9 – Nowoczesne metody pomiarowe                     | 44 | 5.10 – Makroglony                                       | 98  |
| 2.10 – Interakcje ocean-atmosfera-lód                 | 46 | 5.11 – Ryby   | 100 |
| <i>Chemia Oceanu</i>                                  |    | 5.12 – Ptaki  | 102 |
| 3.1 – Zmiany klimatu a chemizm wód polarnych          | 48 | 5.13 – Ssaki  | 104 |
| 3.2 – Dwutlenek węgla i zakwaszenie                   | 50 | Arktyka – znaczenie społeczne, polityczne i ekonomiczne | 106 |
| 3.3 – Obieg węgla w Arktyce                           | 52 | Autorzy   | 108 |
| 3.4 – Wymiana chemiczna między wodą a osadami dennymi | 54 | Wybrane linki WWW                                       | 109 |
| 3.5 – Substancje biogeniczne w Arktyce                | 56 |   |     |



fol. A. Maciejewska

## Wstęp

Jan Marcin Węslawski

Instytut Oceanologii PAN w Sopocie prowadzi od 1987r regularne badania w Arktyce Europejskiej z pokładu statku badawczego r/v OCEANIA., zaś Instytut Geofizyki PAN w Warszawie kieruje od 1958r stałą polską Stacją Polarną im. Stanisława Siedleckiego w Hornsundzie na Spitsbergenie. Liczne polskie uniwersytety i instytuty badawcze wysyłają co roku swoje ekspedycje. Wszystkie te działania są ujęte w sieć międzynarodowej współpracy. Kraje, które posiadają terytoria leżące w Arktyce (Rosja, USA, Kanada, Dania-Grenlandia, Norwegia, Szwecja, Finlandia i Islandia) prowadzą badania z powodów oczywistych – muszą znać swoje ziemie. Polska ma również powody historyczne – w XIX wieku, kilkadziesiąt tysięcy Polaków trafiło na Daleką Północ zesłanych tam po kolejnych powstaniach. Wielu z nich, prowadziło na zesłaniu badania naukowe a nazwiska Dybowskiego, Czerskiego czy Czekanowskiego zapisały się trwale w nauce światowej. W czasie II Wojny światowej na Syberię znów trafiło kilkaset tysięcy Polaków – nie mieli co prawda szans zajmować się badaniami naukowymi, ale ich niewolnicza praca połączyła na zawsze Arktykę z naszą historią. Dziś stacje polarne i ekspedycje organizują także Niemcy, Wielka Brytania, Holandia, Polska i wiele innych, nie tylko europejskich, krajów. Międzynarodowa stacja badawcza w Nowym Alesundzie na Spitsbergenie ma budynki koreańskie, japońskie, hinduskie i chińskie. Najważniejszym powodem współczesnego zainteresowania Arktyką jest jej rola w kształtowaniu klimatu północnej półkuli. Inny powód zainteresowania to chęć eksploatacji zasobów mineralnych (gaz, ropa naftowa) i żywych (skorupiaki, ryby, ssaki). Najważniejsza jest jednak potrzeba pogłębienia wiedzy o naszej planecie – ogromny, niezamieszany i trudno dostępny obszar Arktyki jest wciąż bardzo słabo poznany. Poznanie to obowiązek cywilizacyjny człowieka. A ponieważ to co dzieje się z Arktyką wpływa na każdego z nas (poziom mórz zależy od topnienia lodolodów Grenlandii, temperatura w Europie zależy od wymiany ciepła między Atlantykiem i Arktyką itd.) musimy wspólnie z innymi, w zorganizowanych międzynarodowych programach badawczych prowadzić obserwacje i badania oraz przekazywać tę wiedzę innym. Dzięki globalnej komunikacji, rozprzestrzenianiu się zanieczyszczeń i postępowi w badaniach kosmicznych rozumiemy, że cała Ziemia jest jednym połączonym systemem zjawisk. Każdy z nas jest użytkownikiem Arktyki i powinniśmy coś o niej wiedzieć.



Polska Stacja Polarna im. Stanisława Siedleckiego w Hornsundzie (fol. M. Szymocha, IGF PAN).

## Zorza polarna (Aurora Borealis)

Tomasz Petelski

Zorza jako zjawisko piękne i tajemnicze fascynuje ludzi od wieków. Świadczą o tym mity ludów północy. I tak podobno Eskimosi uważali zorzę za ścieżkę, po której dusze zmarłych dostają się do nieba. Według ich wierzeń zorzę wywoływały duchy grające w piłkę czaszką morsa. Ludy nordyckie wiązały zorzę z tańcem duchów. Wikingowie uważali zorzę za taniec umarłych dziewczyc.

Pierwszą naukową wzmiankę o zorzy znajdujemy już w "Meteorologii" Arystotelesa, który zorze uważał za płomień spalanych gazów. Podobnie sądził jeszcze Galileusz. Był on też jednym z pierwszych uczonych używających nazwy: Aurora Borealis. Ważne dla zrozumienia natury zorzy, ale początkowo z nią nie kojarzone, było odkrycie w roku 1600 przez Wiliama Gilberta, że Ziemię można traktować jak wielki magnes. Norweg Christopher Hansteen (1784-1873) pierwszy stwierdził, że zorza stanowi nieprzerwany okrąg wokół bieguna. Największe osiągnięcia miał jednak inny Norweg działający na przełomie stuleci – Kristian Olaf Bernhard Birkeland (1867-1917). Przeprowadził on szereg doświadczeń z namagnesowanym modelem Ziemi tak zwaną Terellą. Umieściwszy ją w próżni, bombardował ją strumieniem elektronów. Uzyskał w ten sposób sztuczną zorzę, co pozwoliło mu wysnuć teorię, że zorze są wynikiem bombardowania Ziemi przez elektrony pochodzenia słonecznego.

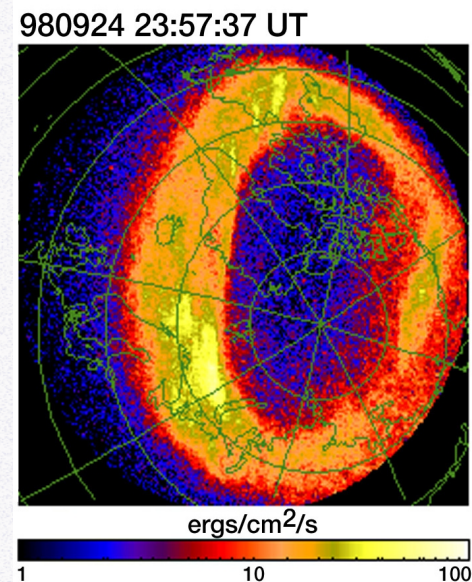
Molekuły gazów są wzbudzone przez strumień wysoko energetycznych elektronów lub protonów. Najsilniejsze jest świecenie tlenu, który promieniuje falami o długości 557,7 nm. Jest to zielona linia - stąd charakterystyczny żółtawozielony kolor większości zórz. Kształty zorzy związane są z liniami sił pola magnetycznego. Ciągłe nie wszystkie aspekty tej zmienności są jasne, podobnie jak to skąd się biorą cząstki pobudzające gazy atmosfery do świecenia w zorzach. Nie wszystkie przybywają wprost ze Słońca. Większość przebywa przez jakiś czas w pasach radiacji Van Allena odkrytych podczas misji jednego z pierwszych satelitów Ziemi, Explorera 1 w 1958 roku.

Obraz ziemskiego pola magnetycznego również uległ radykalnej zmianie w wyniku badań kosmicznych. Obecnie wiemy, że co pewien czas w atmosferze Słońca następują potężne wybuchy, które powodują koronalne wyrzuty masy – CME. Chmury plazmy wraz z towarzyszącym im polem magnetycznym przy zderzeniu z ziemskim polem magnetycznym indukują potężne prądy w magnetosferze i powodują tak zwane burze magnetyczne. CME zwykle towarzyszą rozbłyski. Zarówno rozbłysków, jak i CME jest więcej wtedy, kiedy na Słońcu jest więcej plam - stąd korelacje występowania zórz z cyklem plam słonecznych. Wiatr słoneczny, wyciągając ziemskie pole magnetyczne, powoduje, że część linii tego pola się nie zamyka. Obszary nie zamkniętych linii pola na powierzchni Ziemi stanowią wnętrze tak zwanego owalu zorzy.

Większość zórz występuje w tym owalu. Jest to krąg, którego środek leży na biegunie magnetycznym, a jego promień zależy od aktywności magnetycznej i zwykle wynosi kilkanaście stopni, szerokość zaś – około 10 stopni. Jedynie dwa rodzaje zórz występują poza kręgiem Aurory: tak zwane zorze niskich szerokości i łuki związane ze Słońcem. Zorze niskich szerokości – z reguły czerwone – widoczne są podczas bardzo silnych burz magnetycznych. Łuki związane ze Słońcem powstają na dziennej stronie Ziemi i stanowią cięciwę kręgu zorzy. Ponieważ występują tylko po dziennej stronie, są z ziemi niewidoczne i dopiero niedawno udało się je odkryć dzięki obserwacjom satelitarnym.



Zorza polarna nad polską stacją polarną w Hornsundzie, na Spitsbergenie (foto T. Petelski).



Owal zórz polarnych podczas burzy słonecznej w 1998 roku widoczny w ultrafiolecie z satelity. Źródło: NASA

## Dzień polarny i noc polarna

Jacek Piskozub

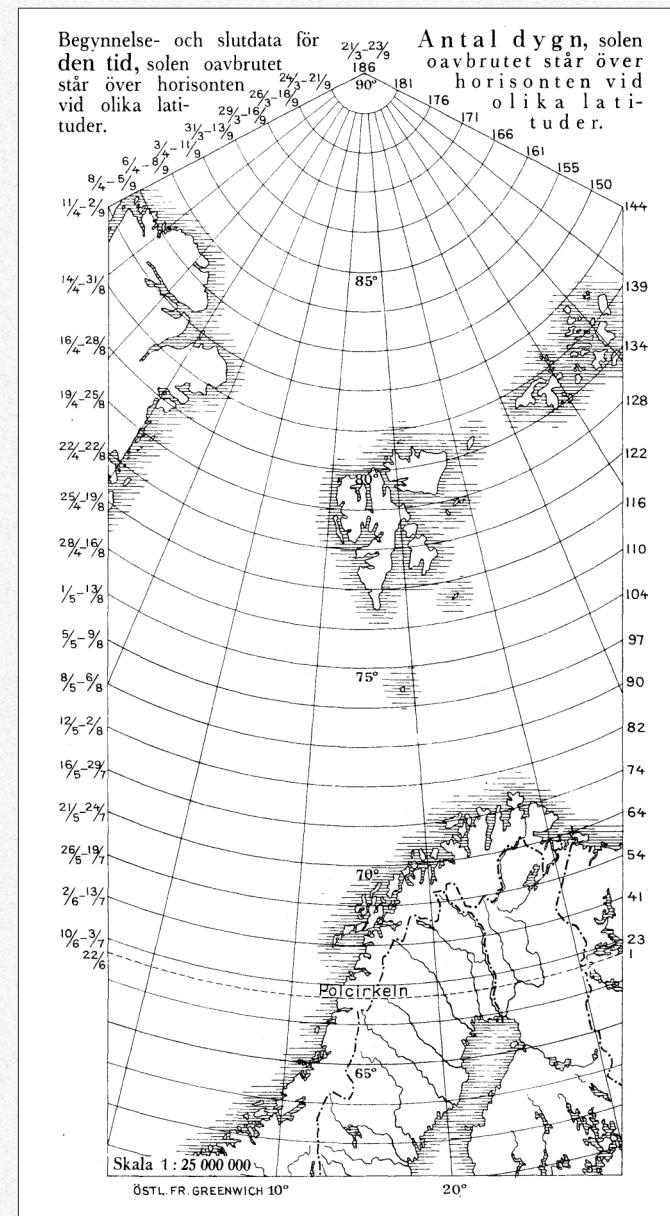
Powszechnie wiadomo, że latem dni są dłuższe niż zimą, mało kto jednak zdaje sobie sprawę, jak szybko długość dnia zmienia się z szerokością geograficzną. Długość dnia, liczona między wschodem a zachodem słońca jest w czerwcu o równą godzinę dłuższa w Sopocie niż w Zakopanem. W grudniu jest dokładnie odwrotnie.

Różnice w długości dnia między różnymi szerokościami geograficznymi wynikają z tego samego powodu co różnice długości dnia w różnych miesiącach – z nachylenia płaszczyzny równika Ziemi w stosunku do płaszczyzny jej orbity wokółsłonecznej (zwanej ekliptyką) o 23,5 stopnia. Kiedy północny koniec osi obrotu naszej planety skierowany jest w stronę słońca (od marca do września) Biegun Północny oświetlony jest przez całą dobę promieniami słonecznymi. Przez pozostałą część roku słońce nie pokazuje się tam nad horyzontem. Im dalej od bieguna tym krótsze są te okresy, zwane dniem polarnym i nocą polarną. Na przykład w polskiej bazie w Hornsundzie na Spitsbergenie dzień polarny trwa od 22 kwietnia do 21 sierpnia (121 dni kalendarzowych), natomiast noc polarna od 29 października do 12 lutego (106 dni). Od szerokości geograficznej 66,5 stopnia (czyli właśnie 23,5 stopnia od bieguna) na południe słońce wschodzi i zachodzi codziennie. Granicę tą nazywamy kołem polarnym i stanowi ona umowną granicę Arktyki.

Powodem niskich temperatur w rejonach podbiegunowych nie jest długość dnia (średniorocznie wynosi ona 12 godzin wszędzie na świecie), lecz fakt, że słońce zawsze świeci nisko nad horyzontem. Ilość energii promieniowania słonecznego docierająca do każdego metra kwadratowego poziomej powierzchni zależy bowiem od kąta padania promieniowania słonecznego. Dla przykładu w rejonie Spitsbergenu jest to średniorocznie zaledwie 20 % energii promieniowania słonecznego padającej na rejony tropikalne.

Jednak istnienie tak dużej zmienności oświetlenia w ciągu roku powoduje, że obszary polarne stanowią obszary o największej zmienności warunków przyrodniczych pomiędzy porami roku. W czasie nocy polarnej nie otrzymują one żadnej energii bezpośrednio ze słońca. Natomiast w środku dnia polarnego wspomniany wyżej Spitsbergen otrzymuje przez krótki czas ilości energii porównywalne do tych jakimi cieszy się Sopot w okolicach zrównania dnia z nocą w marcu i wrześniu (w południe nawet do 58% oświetlenia w tropikach przy słońcu stojącym w zenicie).

Te różnice w oświetleniu sprawiają, że obszary polarne są jedynym obszarem Ziemi, gdzie życie na powierzchni musi obywać się przez kilka miesięcy bez dopływu energii słonecznej. Niemożliwa jest w tym okresie fotosynteza, co sprawia, że biosfera w czasie nocy polarnej musi czerpać z zapasów energii uzyskanych w czasie dnia polarnego. Także bilans energetyczny tych obszarów jest odmienny niż w innych rejonach świata. W czasie zimy gdy Arktyka wypromieniowuje w przestrzeń kosmiczną ciepło akumulowane latem oraz przyniesione przez cyrkulację atmosferyczną i prądy morskie, strumień energii w morzu i atmosferze jest skierowany jedynie w górę, jak w czasie "normalnej" nocy poza obszarami polarnymi. Uzasadnia to użycie nazw "dzień polarny i "noc polarna".



Daty rozpoczęcia i zakończenia dnia polarnego – po lewej oraz długość jego trwania w dniach – po prawej (według Svensk världsatlas (1930), strona 140).

## Zmiany nasłonecznienia i zlodowacenia

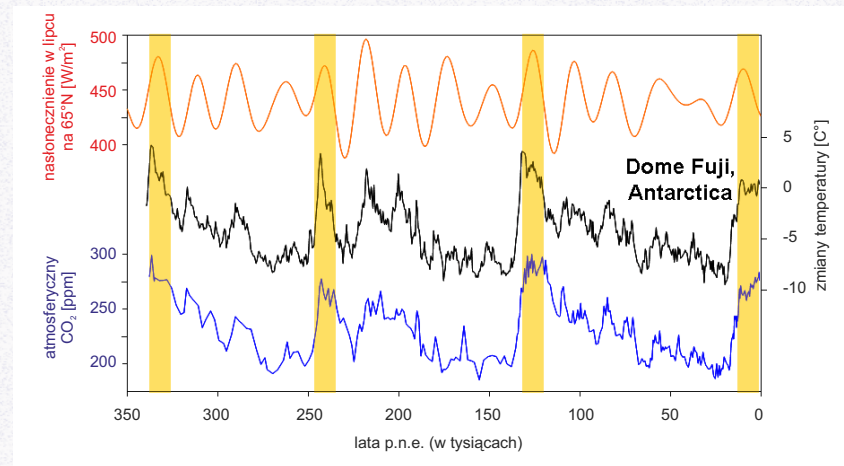
Jacek Piskozub

Oświetlenie rejonów polarnych wykazuje dużą zmienność nie tylko w skali roku, ale również w skalach związanych z powolnymi zmianami orbity Ziemi krążącej wokół Słońca powodowanymi przez przyciąganie grawitacyjne Księżyca a nawet innych planet. Cykle tych zmian o długości dziesiątków i setek tysięcy lat wpływają w niewielkim stopniu na średnie oświetlenie całej Ziemi. Jednak w rejonach polarnych te zmiany orbity mogą powodować istotne różnice w ilości ciepła dostarczanej przez Słońce latem w środku dnia polarnego, czego skutki odczuwalne są na całej planecie. Kontrolują one mianowicie cykl zlodowaceń na naszej planecie. Hipotezę taką postawił jeszcze podczas I Wojny Światowej serbski matematyk Milutin Milankowicz a potwierdziły ją zapisy klimatyczne z oceanicznych osadów dennych i lodu Antarktydy i Grenlandii.

Orbita Ziemi wokół Słońca nie jest idealnym kołem, lecz elipsą. W wyniku tego nasza planeta otrzymuje różne ilości energii od Słońca w różnych miesiącach. Odstępstwo od kółkości orbity (ekscentryczność) zmienia się powoli w skali ponad 100 tysięcy lat. Samo w sobie nie zmienia to średniej globalnej temperatury Ziemi a jedynie powoduje zmiany pomiędzy półkulą północną a południową.

Obecnie jesteśmy najbliżej Słońca gdy u nas jest zima, a na półkuli południowej lato. W wyniku tego południowa półkula otrzymuje nieco więcej energii słonecznej niż północna. Jednak 10 tysięcy lat temu było odwrotnie i nasza półkula była cieplejsza. Spowodowane jest to zjawiskiem zwanym precesją o okresie około 20 tysięcy lat. To właśnie jest przyczyna dlaczego na półkuli północnej najcieplejszy okres w holocenie, czyli okresie po zakończeniu ostatniej epoki lodowej, wypadł w pobliżu jego początku ok. 7 tysięcy lat temu, gdy tylko stopniały resztki lądolodu w Kanadzie i Skandynawii. Ostatnie 6 tysięcy lat było okresem stopniowego oziębiania klimatu naszej półkuli aż do początku epoki przemysłowej w XIX wieku.

Trzecim oprócz ekscentryczności i precesji zjawiskiem wpływającym na zmiany oświetlenia obszarów polarnych są zmiany nachylenia osi Ziemi. Obecna wartość tego nachylenia – 23,5 stopnia leży w połowie zakresu jej zmienności (o cyklu około 41 tysięcy lat) od 22,1 do 24,5 stopnia. Gdy Ziemia jest bardziej "nachylona" oświetlenie obszarów polarnych latem jest większe. Nie przypadkiem epoki lodowe kończyły się zawsze gdy wartości nachylenia były bliskie maksymalnych. Przez ponad 2 miliony lat epoki lodowe zaczynały się i kończyły dokładnie co 41 tysięcy lat. Ostatnie osiem epok lodowych było dłuższe (od 80 do 120 tysięcy lat) z nie do końca jeszcze poznanych przyczyn. Jednak zawsze kończyły się one w okresach dużego nachylenia osi Ziemi. Dane z osadów morskich i lądolodów nie pozostawiają wątpliwości co do niezwykle dużego znaczenia niewielkich obszarów arktycznych dla zmian klimatu całej Ziemi.



Nasłonecznienie Arktyki latem, temperatura oraz koncentracja atmosferycznego ditlenku węgla wyliczone z wartości izotopowych z rdzenia lodowego na Antarktydzie. Widoczne jest , że okresy deglacjacji (końca epok lodowych) przypadają na okresy dużego nasłonecznienie Arktyki. Same różnice nasłonecznienia nie wystarczyłyby jednak gdyby nie wzrastająca koncentracja atmosferyczna ditlenku węgla, działającego w tym wypadku jako sprzężenie zwrotne dodatnie, wzmacniające efekt wymuszenia radiacyjnego spowodowanego zmianami orbity Ziemi (tzw. "cyklami Milankowicza").  
Źródło: NOAA.



## Dlaczego Arktyka ogrzewa się najszybciej?

Jacek Piskozub

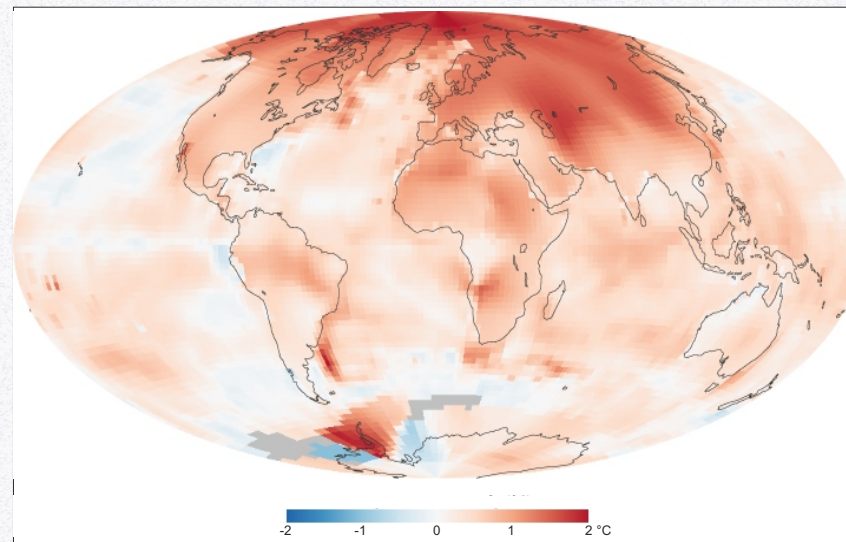
W okresie epoki przemysłowej (od XIX wieku), średnia temperatura naszej planety zwiększyła się o 0,8 stopnia Celsjusza. Wzrost ten związany jest prawie na pewno z rosnącą w tym czasie nieustannie koncentracją gazów cieplarnianych emitowanych w wyniku działalności gospodarczej człowieka, w tym ditlenku węgla i metanu (w każdym razie nie znamy żadnego innego procesu fizycznego, który ten wzrost jest w stanie wytłumaczyć).

W rejonach polarnych, w tym w Arktyce, wzrost temperatur jest jednak około 3-krotnie większy niż średnia ogólnoświatowa. Co ciekawe nie jest to jedynie cecha globalnego ocieplenia ostatnich dwu stuleci. W epoce lodowej Arktyka była co najmniej 15 stopni zimniejsza niż obecnie podczas gdy cała nasza planeta była chłodniejsza o ok. 5 stopni. Podobne zależności dotyczą też Półwyspu Antarktycznego na południowej półkuli.

To zjawisko kilkukrotnego "powiększenia" zmian temperatur w rejonach polarnych w stosunku do pozostałej części świata ma nazwę "wzmocnienia arktycznego" (*Arctic amplification*). Jest ono dobrze wyjaśnione przez współczesną naukę, a nawet przewidziane teoretycznie już w XIX wieku przez szwedzkiego uczonego Arrheniusa.

Rejony polarne są zimne nie tylko dlatego, że oświetlenie słoneczne pada tam zawsze pod niskim kątem. Dodatkową przyczyną jest wysoka wartość albedo śniegu i lodu. Albedo jest miarą ilości energii promienistej odbitej od powierzchni. Im jest niższe tym większa część energii promienistej absorbowana jest przez powierzchnię lądu lub morza powodując jego ogrzewanie. Średnie albedo całej powierzchni Ziemi to zaledwie około 15%, co nie jest dziwne zważywszy, że na zdjęciach satelitarnych lub lotniczych zarówno tereny porośnięte roślinnością jak i pokryte wodą są bardzo ciemne (albedo oceanu w paśmie widzialnym wynosi poniżej 10%). Jaśniejsze od nich są tereny pozbawione roślinności (np. pustynie), a szczególnie śnieg i lód (dla świeżego śniegu albedo wynosi ponad 90%).

Jeśli więc w Arktyce zmieni się temperatura w wyniku jakiegokolwiek zewnętrznej przyczyny (zmiany orbity Ziemi, zmiany jasności Słońca, zmiany koncentracji gazów cieplarnianych, itp.) musi to powodować pewne zmiany w pokryciu śniegiem (na lądzie) i lodem (na morzu). Dla przykładu wzrost temperatury spowoduje wcześniejsze topienie się śniegu i lodu wiosną. Związana z tym zmiana albedo spowoduje radykalny wzrost absorpcji promieniowania słonecznego (na morzu oznacza to zmianę od 10% do 90% procent padającej energii promienistej). Nawet jeśli okres o który przyspieszy się topienie śniegu i lodu wiosną stanowi zaledwie kilka dni, zmieni to istotnie bilans energetyczny Arktyki, gdyż przy dniu polarnym długości niewiele ponad 100 dni każdy dodatkowy dzień bez śniegu i lodu to wzrost zaabsorbowanej energii w ciągu całego roku o około 1%. A cieplejszy ocean Arktyczny zimą oznacza późniejsze jego zamrażanie jesienią (i późniejsze opady śniegu na lodzie arktycznym). Z kolei, w wyniku tego, następnej wiosny lód będzie cieńszy i jeszcze wcześniej się roztopi. Takie procesy są obecnie obserwowane w Arktyce i stanowią potwierdzenie teoretycznie przewidzianego zjawiska "wzmocnienia" ocieplenia rejonów polarnych.



Mapa zmiany średnich temperatur dla lat 2000-2009 w stosunku do okresu 1951-1980. Widoczne jest, że Arktyka i Półwysp Antarktyczny to najszybciej ocieplające się rejony świata. Źródło: NASA.



foto J.M. Węśławski



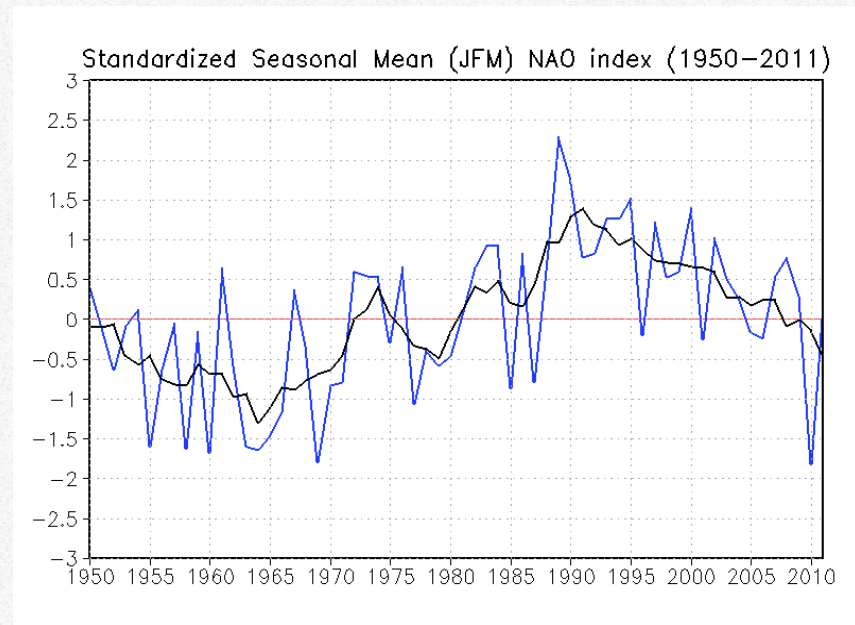
## Cyrkulacja atmosferyczna

Jacek Piskozub

Na rozkład temperatur w Arktyce, a także na pokrycie Oceanu Arktycznego lodem morskim ma wpływ także cyrkulacja atmosferyczna. Nad rejonami polarnymi panuje słaby wyż, jednak Arktyka otoczona jest strefą niżów, w tym nadal słabo zbadanych niżów polarnych, w samej Arktyce. Natomiast szerokości subtropikalne są strefą wyżów. W wyniku tego różnica ciśnień między rejonem Koła Polarnego, a szerokościami umiarkowanymi powoduje średni ruch powietrza przy powierzchni ziemi w stronę Arktyki. Ruch ten odchylany jest w prawo (na wschód) przez siłę Coriolisa, związaną z obrotem Ziemi. W wyniku tego wokół Arktyki dominuje cyrkulacja zachodnia.

Od kilkudziesięciu lat meteorolodzy obserwują zmienność tej cyrkulacji. Najstarszym jej indeksem jest Oscylacja Północnoatlantycka (skracana zwykle jako NAO od swojej nazwy angielskojęzycznej). NAO zdefiniowane było historycznie jako różnica ciśnień między Lizboną (a czasami Azorami) a Islandią. Obecnie stosuje się raczej wersję tego indeksu opartą o analizę matematyczną całego pola ciśnień rejonu Północnego Atlantyku (NAO jest pierwszą empiryczną funkcją ortogonalną tego pola). W każdej jednak wersji NAO jest indeksem cyrkulacji zachodniej rejonu Północnego Atlantyku. Jest to najważniejszy czynnik kontrolujący temperatury i opady dużego obszaru od Arktyki Europejskiej po Morze Śródziemne. Podczas dodatniego NAO, Północna Europa doświadcza zimą silnych sztormów (niżów) przychodzących od Oceanu Atlantyckiego. Powoduje to wysokie temperatury i opady w Północnej Europie (w tym w Polsce), susze w rejonie Morza Śródziemnego i niskie temperatury w Arktyce Europejskiej. Odwrotnie, ujemne NAO powoduje w naszym rejonie występowanie mroźnych zim (choć z mniejszymi opadami), moką zimą w rejonie Morza Śródziemnego i ciepłą w rejonie Arktyki Europejskiej. Uogólnieniem NAO jest Oscylacja Arktyczna (AO), indeks cyrkulacji zachodniej wokół całej Arktyki. Oba indeksy są ze sobą ściśle skorelowane. Oba wykazują też wspólną zmienność w skali dziesiętek lat. Cyrkulacja zachodnia była zimą zwykle słaba od lat 1950-ch do 1970-ch, silna od 1980-ch do 2009 roku i ponownie ujemna przez dwie kolejne zimy 2009/10 i 2010/11.

Cyrkulacja atmosferyczna ma też duże znaczenie dla zmienności pokrycia lodem w Arktyce. Obserwowany w ostatnich latach trend zmniejszania się tej pokrywy, szczególnie w miesiącach letnich, ma szereg przyczyn, w tym oczywiście działanie gazów cieplarnianych, zanieczyszczenia atmosfery pyłami (aerozol antropogeniczny), zmienność pokrycia chmurami i oczywiście transport ciepła do Arktyki przez cyrkulację atmosferyczną i prądy morskie. Jednak bilans lodu morskogo nie zależy jedynie od temperatury, a także od prędkości jego wypływania z Arktyki. Lód ten opuszcza Arktykę głównie przez Cieśninę Framm pomiędzy Grenlandią a Spitsbergenem. Prędkość jego wypływu regulowana jest właśnie przez cyrkulację atmosferyczną, gdyż siłą napędową ruchu lodu w Arktyce jest głównie wymuszenie wiatrowe. Z obserwacji satelitarnych wynika, że lód wypływa z Arktyki szybciej, gdy indeksy AO/NAO są dodatnie. W ostatnich latach zwrócono też uwagę na znaczenie innych indeksów oscylacji atmosferycznej dla ruchu lodu w Arktyce, takich jak Dipol Arktyczny (DA), różnica ciśnień między sektorem europejskim i kanadyjskim Arktyki czy podobny do niego Indeks Centralnej Arktyki (CAI), różnica ciśnień wzdłuż południków 90 E i 270 E, czyli zgodnie z dominującym kierunkiem dryfu lodu w stronę Cieśniny Framm. Obserwacje satelitarne prędkości przesuwania się lodu pokazują, że cyrkulacja atmosferyczna istotnie przyczyniła się do rekordowo niskiego pokrycia lodem Oceanu Arktycznego latem 2007 roku. Jednak fakt, że lodu tego ubywa zarówno podczas dodatnich jak i ujemnych faz indeksów AO/NAO świadczy, że nie jest to jednak najważniejsza przyczyna ubywania lodu w Arktyce.



Zimowe wartości indeksu NAO od 1950 roku (niebieska linia) oraz średnia pięcioletnia (czarna). Widoczna jest tendencja do wartości ujemnych od lat 1950-ch do 1970-ch, dodatnich od 1980-ch do 2000-ch i ponowne przejście do ujemnych w ostatnich latach. Źródło: NOAA.



foto J.M. Węśławski

## Od czego zależy wartość indeksów NAO/AO

Jacek Piskozub

Ponieważ indeksy NAO i AO są tak istotne dla pogody Europy i Arktyki, szczególnie zimą, prowadzone są intensywne badania nad ich związkami z innymi parametrami istotnymi dla klimatu w celu polepszenia prognoz pogody w naszym rejonie świata. Badania te przyniosły już pewne wyniki – znamy cały szereg indeksów i zjawisk, które mają wpływ na NAO/AO. W gruncie rzeczy mamy problem nadmiaru, tak wiele rzeczy wydaje się wpływać na cyrkulację zimową w naszych szerokościach. Żaden z poniższych czynników nie tłumaczy całej zmienności indeksów NA/AO, ale każdy z nich wydaje się mieć pewien wpływ na zimową cyrkulację wokół Arktyki:

- Im większa jest aktywność Słońca, mierzona bezpośrednio jako jego jasność z satelitów lub pośrednio poprzez liczenie plam na powierzchni naszej gwiazdy, tym bardziej dodatni jest NAO/AO. Korelacja nie jest zbyt silna ale przewidywalność aktywności słonecznej, zmiennej w cyklu 11-letnim stwarza pewne możliwości polepszenia prognozowania długoterminowego.

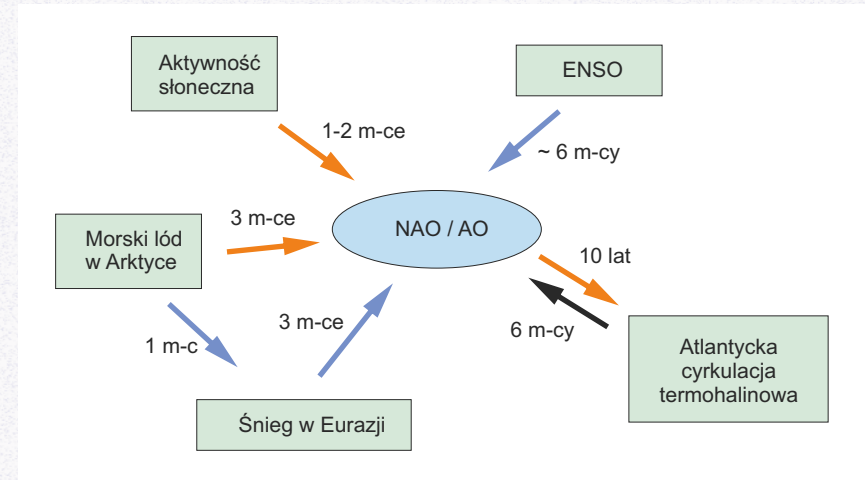
- Cykl ENSO, zmian temperatur i cyrkulacji na tropikalnym Pacyfiku, oscylujący między El Niño a La Niña, będący największym źródłem zmienności międzyrocznej temperatur i opadów w tropikach ma wpływ nawet na zimy w naszych szerokościach. Dodatkowo wartości indeksów ENSO (El Niño) sprzyjają ujemnym NAO/AO w drugiej połowie zimy i odwrotnie.

- Ilość lodu morskiego w Arktyce jesienią koreluje się z indeksami NAO/AO (tzn. mniej lodu oznacza bardziej ujemne NAO zimą). Jeśli ta zależność statystyczna utrzyma się w następnych dekadach, postępujący ubytek lodu może oznaczać, że będziemy mieli nadal zimne zimy nawet w ogrzewającym się świecie.

- Ilość śniegu na Syberii jesienią z kolei antykoreluje z zimowym NAO/AO (więcej śniegu implikuje bardziej ujemne indeksy). Na pozór wydaje się to sprzeczne z poprzednim punktem ale spostrzeżenie, że cieplejszy Ocean Arktyczny oznacza mniej lodu ale zarazem większe parowanie, powodujące silniejsze opady śniegu w Eurazji pozwala pogodzić obie te zależności. Co ciekawe śnieg wydaje się być najlepszym znanym predyktorem NAO/AO z wyprzedzeniem około 3 miesięcy.

- Temperatura Oceanu Atlantyckiego (poza Arktyką!) ma także wpływ na zimowe NAO/AO i to z wyprzedzeniem prawie półrocznym. Przewidywania oparte o ten parametr są jednak mniej pewne niż w przypadku używania danych o jesiennym śniegu (pozwalają one na trafne przewidzenie znaku zimowego NAO jedynie w 2/3 lat). Jednak dodatkowym sygnałem, że prognozowanie takie oparte jest o prawdziwą zależność fizyczną jest fakt, że modele cyrkulacji tym lepiej przewidują wartości indeksów NAO/AO im lepsze jest w nich odwzorowanie temperatur oceanu. W dodatku zarówno indeks anomalii temperatur Północnego Atlantyku (AMO), związany z intensywnością oceanicznej cyrkulacji termohalinowej, jak i NAO/AO zdają się mieć cykliczność o tym samym okresie, około 65-70 lat. Indeksy atmosferyczne wyprzedzają AMO o około 10 lat (NAO maleje od kilku lat, więc spodziewamy się, że AMO zacznie także wkrótce spadać). Jednak nie musi to oznaczać, że cyrkulacja atmosferyczna steruje oceaniczną. Atmosfera z pewnością nie ma dostatecznej pojemności cieplnej aby mieć "pamięć", o długości rzędu dziesiątków lat, potrzebną do istnienia tego typu cyklu. Zapewne zarówno NAO/AO jak i AMO są przejawami tego samego cyklu klimatycznego, obejmującego zarówno cyrkulację atmosferyczną jak i oceaniczną, którego szczegółów dobrze jeszcze nie rozumiemy.

Czy zatem potrafimy przewidywać trafnie jaka będzie zima w Polsce i w Arktyce? Jeszcze nie, ale robimy postępy.



Schemat zależności indeksów NAO/AO od innych parametrów klimatycznych według obecnej wiedzy. Czerwone strzałki oznaczają korelacje dodatnie a niebieskie ujemne (antykorelacje). Czarna strzałka symbolizuje skomplikowany charakter zależności NAO od temperatur powierzchniowych różnych części Atlantyku Północnego. Wartości przy strzałkach oznaczają opóźnienia. Opracowanie własne – Jacek Piskozub.

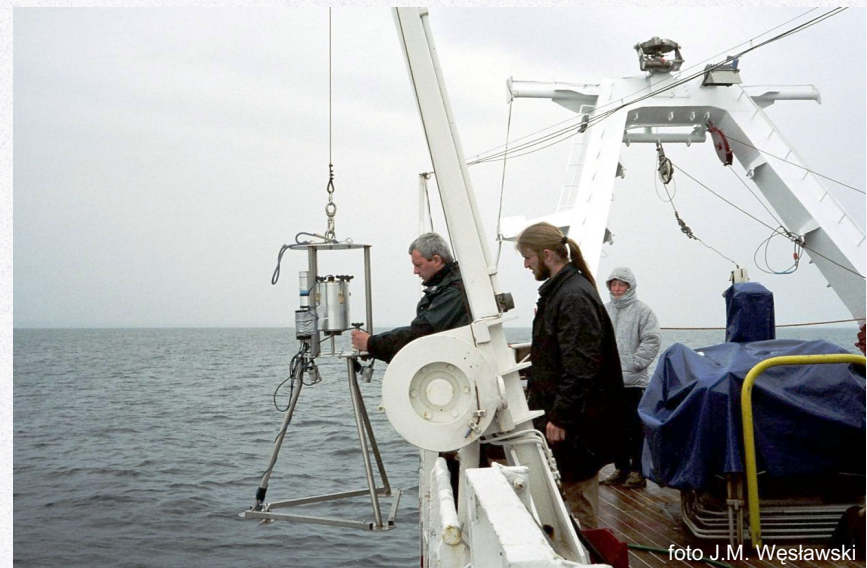


foto J.M. Węśławski

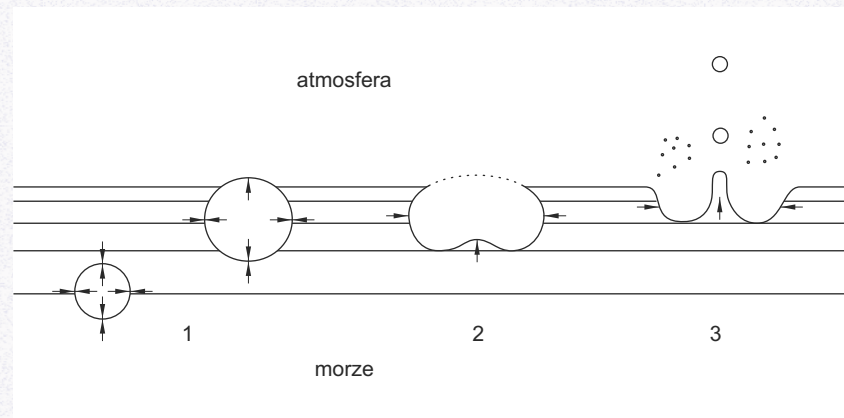
Aerozolem nazywamy niegazowe składniki atmosfery. Są to drobne kryształki, kropelki (z wyjątkiem kropelek chmur i mgły), cząstki roślinne, pyły, sadze itp. Aerozol dzielimy na aerozole pierwotne i wtórne. Pierwotne - to aerozole powstałe poza atmosferą i do niej wyemitowane (np. przez wulkany, kominy) lub podniesione z gleby przez wiatr. Wtórne - to aerozole, które powstały w atmosferze z gazów w wyniku reakcji chemicznych. Stosując inne kryterium podziału, wyodrębniamy aerozole naturalne i antropogeniczne, czyli wytworzone w wyniku działalności człowieka.

Morze jest jednym z największych źródeł aerozolu naturalnego w atmosferze i to zarówno pierwotnego, jak wtórnego. Aerozolem pierwotnym jest sól morską, a źródłem aerozoli wtórnych są tak zwane DMS - siarczki związków organicznych powstające w wyniku rozkładu planktonu. Szacuje się, że aerozole pochodzenia morską stanowią 40% wszystkich aerozoli w atmosferze.

Głównym źródłem aerozolu emitowanego z powierzchni morza są pękające na niej pęcherzyki gazu. W wyniku pęknięcia pęcherzyka gazu na powierzchni wody do atmosfery wyrzucane są dwa rodzaje kropelek: tak zwane kropelki błonowe, powstałe z błony pęcherzyka wystającej nad wodę, oraz kropelki strumieniowe wyrzucane z dna pęcherzyka przez strumień z dna pęcherzyka. Drugim mechanizmem, powszechnie uznanym za bardzo ważny w wymianie masy między morzem a atmosferą, jest bezpośrednie zrywanie przez wiatr kropelek z grzbietów fal. Trzeci mechanizm generacji aerozolu to uderzenia w powierzchnię wody kropel, które wybijają z powierzchni morza kolejne kropelki.

Wszystkie wymienione mechanizmy generacji kropelek związane są z załamywaniem się fal wiatrowych. Fale, załamując się, wciągają do toni wodnej olbrzymie ilości powietrza w postaci chmury pęcherzyków. Pęcherzyki mogą powstawać w toni morskiej również w inny sposób (np. w wyniku przesylenia toni gazami przy zmianach temperatury, w wyniku procesów biologicznych czy geologicznych), jednak wydajność innych - poza załamaniami się fal - źródeł pęcherzyków jest na tyle mała, że można ją pominąć.

O tym, że sól morską jest ważnym aerosem, wiemy już od połowy XX wieku. Jednak określenie ilościowej emisji aerozolu morską jest niesłychanie trudne. Jedną z podstawowych przyczyn błędów w określaniu emisji jest trudność w oddzieleniu składowej lokalnej aerozolu od aerozolu pochodzącego z oddalonych obszarów. Między innymi dlatego morza arktyczne są rejonem właściwym dla badań nad emisją aerozolu z powierzchni morza. Badania aerozolu morską Instytut Oceanologii PAN w Arktyce prowadzi od lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku, początkowo za pomocą tak zwanych impaktorów i analizy zebranego aerozolu pod mikroskopem, a obecnie nowoczesnych liczników aerozoli opartych na technice laserowej. Trzeba podkreślić, że statek badawczy r/v Oceania jest unikalną platformą dla pomiarów aerozolowych ze względu na niską sylwetkę, zakłócającą ruch powietrza jedynie w niewielkim stopniu, oraz wysokie maszty (25 m) potrzebne przy metodzie gradientowej pomiaru strumieni. Kiedy w latach 90 ubiegłego wieku rozpoczynaliśmy nasze badania metodą gradientową, wielkość strumienia emisji aerozolu była znana z dokładnością do 7 rzędów wielkości. Między innymi dzięki naszym badaniom obecnie uznaje się, że niepewność co do wielkości emisji to 2 rzędy wielkości. Pokazuje to, że badania te należy kontynuować, szczególnie biorąc pod uwagę istotne znaczenie aerozolu dla klimatu Arktyki.



Mechanizm tworzenia się aerozolu morską poprzez pęknięcie pęcherzyka powietrza na powierzchni morza. Widoczne są dwie kropelki strumieniowe oraz szereg mniejszych błonkowych. Wg: Garbalewski, C. (1999), "Fizyka aerozolowej aktywności morza", Rozpr. Monogr. PAN



RV Oceania, unikalna platforma dla pomiarów aerozolowych, wpływa do Portu Anderness na Lofotach podczas eksperymentu MACRON w 2007 roku (foto J. Piskozub).

## Aerozole i chmury

Tomasz Petelski i Anna Rozwadowska

Aerozol w znaczący sposób wpływa na klimat. Bezpośredni wpływ aerozolu na klimat to rozpraszanie i absorbowanie promieniowania słonecznego w atmosferze. W wyniku tego mniej energii dociera do powierzchni morza. Jeszcze silniej oddziałuje on na klimat pośrednio, poprzez swój wpływ na chmury.

Chmury to zawieszone w powietrzu kropelki wody. Para wodna w atmosferze, aby zamienić się w wodę, potrzebuje tak zwanych jąder kondensacji - mikroskopijnych cząstek, wokół których tworzą się kropelki wody. Sól morską jest silnie higroskopijna i jej kryształki stanowią w atmosferze doskonałe jądra kondensacji. Im więcej jąder kondensacji, tym więcej kropelek w chmurze. Tak więc w powietrzu bogatym w aerozol chmury mają więcej kropelek, niż chmury powstałe w tych samych warunkach w powietrzu ubogim w aerozol. Z tej samej ilości wody powstaje więcej kropelek. Chmura złożona z mniejszych kropelek dopuszcza do powierzchni Ziemi mniej energii niż chmura zawierająca tę samą ilość wody, ale w większych kroplach. Jest ona optycznie gęstsza i ma większe albedo, czyli odbija więcej promieniowania słonecznego niż chmura o większych kroplach. Ponadto z małych kropelek trudniej tworzą się opady, więc chmura o małych kroplach dłużej utrzymuje się w atmosferze.

Niskie chmury w całym świecie, oprócz obszarów polarnych, chłodzą powierzchnię ziemi poprzez blokowanie dostępu do niej promieniowaniu słonecznemu (efekt wysokich chmur zależy od ich grubości optycznej). Z tego powodu dni pochmurne są w Polsce zazwyczaj (z wyjątkiem zimy) zimniejsze niż słoneczne. Jednak Arktyka jest od tej zasady wyjątkiem. Ponieważ przez większość roku promieniowanie słoneczne jest niedostępne lub jest go niewiele wskutek niskiego kąta Słońca nad horyzontem, niskie chmury przez dziewięć miesięcy w roku grzeją Arktykę, gdyż utrudniają powierzchni Ziemi wypromieniowanie energii cieplnej w kosmos. Wyjątkiem od tej reguły (odwrotnie niż w naszych szerokościach) są trzy miesiące letnie.

Oddziaływanie aerozolu na własności chmur nazywane jest pośrednim wymuszeniem aerozolowym. Aerozole wpływają na klimat Arktyki również bezpośrednio poprzez absorpcję i odbicie promieniowania słonecznego i cieplnego. Zimą, podczas nocy polarnej aerozole grzeją Arktykę, przyczyniając się do zatrzymania większej ilości ciepła wypromieniowywanego przez powierzchnię Ziemi. Latem aerozole głównie chłodzą powierzchnię Ziemi poprzez zmniejszenie ilości promieniowania dochodzącego do jej powierzchni. Wiosną, gdy słońce jest nisko nad horyzontem, efekty kołderki i parasola mniej więcej się równoważą. Najistotniejszym zjawiskiem z punktu widzenia klimatu jest wtedy przyspieszenie topnienia lodu i śniegu przez sadzę osiadającą na ich powierzchni. Dodatkowym działaniem aerozoli absorbujących, takich jak sadza, gdy osadzają się na śniegu, lodzie morskim i śniegu, jest obniżanie albedo powierzchni, czyli przyciemnianie jej i w ten sposób przyspieszanie topnienia.

Złożone zależności pomiędzy aerozolami, chmurami, promieniowaniem słonecznym i ciepłym, pokrywają lodową i śnieżną oraz procesami transportu pionowego i poziomego w atmosferze powodują, że do końca nie wiadomo, czy zwiększenie ilości zanieczyszczeń i związanych z nimi aerozoli w ostatecznym rachunku będzie grzało czy chłodziło Arktykę.



Niskie chmury grzeją Arktykę przez dziewięć miesięcy w roku, utrudniając wypromieniowanie energii cieplnej w kosmos (foto T. Petelski).



Aerozol wpływa na chmury w Arktyce modyfikując ilość energii otrzymanej i emitowanej przez powierzchnię łądu i morza. Na zdjęciu naukowcy z IO PAN oraz UW mają okazję podziwiać chmury w norweskiej Arktyce na szerokości 69° 17' N (foto J. Piskozub).

## Aerozole i przenoszenie zanieczyszczeń

Anna Rozwadowska

W porównaniu z niższymi szerokościami geograficznymi, powietrze w Arktyce jest czyste i przezroczyste. Typowy aerozol arktyczny składa się z soli morskiej, pyłów mineralnych, produktów utleniania dimetylosiarczków (DMS) emitowanych z powierzchni morza oraz z nierozpuszczalnych aerozoli organicznych powstałych z błonki na powierzchni morza przy pękaniu pęcherzyków powietrza. Zwykle w atmosferze arktycznej jest mało aerozoli, jednak podczas silnych wiatrów morze dostarcza do atmosfery dużą ilość kropelek roztworu soli.

W Arktyce jest niewiele lokalnych źródeł zanieczyszczeń i są one ograniczone do rejonu koła podbiegunowego. Należą do nich hutnictwo metali nieżelaznych w północnej Rosji, transport morski i powietrzny, przemysł wydobywczy, przemysł naftowy, a także źródła związane z życiem miast, jak komunikacja samochodowa i sektor energetyczny. Od czasu upadku ZSRR obserwuje się spadek emisji zanieczyszczeń pochodzących z przemysłu metalurgicznego, obecnie głównego lokalnego źródła zanieczyszczeń. Jednakże w związku ze zmniejszającym się zasięgiem pokrywy lodowej, w Arktyce spodziewany jest wzrost zanieczyszczeń emitowanych ze statków a głód paliw najprawdopodobniej spowoduje rozwój przemysłu naftowego i z tym związanych zanieczyszczeń.

Zanieczyszczenia mogą być emitowane do atmosfery w postaci pyłów, które są tak zwanymi aerozolami pierwotnymi, albo gazów. Z niektórych gazów w wyniku szeregu procesów chemicznych, fotochemicznych i fizycznych w atmosferze powstają aerozole, tzw. aerozole wtórne. Do gazów pochodzenia antropogenicznego będących prekursorami aerozoli należą tlenki siarki i tlenki azotu.

Większość zanieczyszczeń atmosferycznych w Arktyce pochodzi z niższych szerokości geograficznych. Lokalne źródła wprowadzają do atmosfery arktycznej dwudziestokrotnie mniej tlenków siarki i prawie dwustukrotnie mniej tlenków azotu niż napływ z południa. Badania wskazują, że dla Arktyki najbardziej efektywnym źródłem zanieczyszczeń antropogenicznych jest Europa i były Związek Radziecki. Wpływ uprzemysłowionych rejonów Ameryki Północnej jest słabszy i przy powierzchni Ziemi widoczny głównie w Grenlandii. Natomiast naukowcy nadal nie są zgodni, jaki udział w zanieczyszczeniu Arktyki ma południowa i wschodnia Azja.

Istotnym źródłem zanieczyszczeń nad Arktyką i związanych z nimi aerozoli są pożary roślinności w Europie, Azji i Ameryce Północnej. Należą do nich pożary lasów i terenów trawiastych oraz celowe wypalanie użytków rolnych. W latach z dużą ilością pożarów mogą one stać się głównym źródłem węgla cząsteczkowego czyli sadzy latem nad Arktyką. Nad Arktykę okresowo napływają także gazy i pyły wulkaniczne a nawet pył pustynny.

Transport aerozoli i ich gazowych prekursorów z niższych szerokości geograficznych jest najefektywniejszy pod koniec zimy i wiosną, jednak epizody napływu zdarzają się w ciągu całego roku. Zaobserwowano również, że napływ zanieczyszczeń nad Arktykę nasila się w latach z dodatnim indeksem NAO.

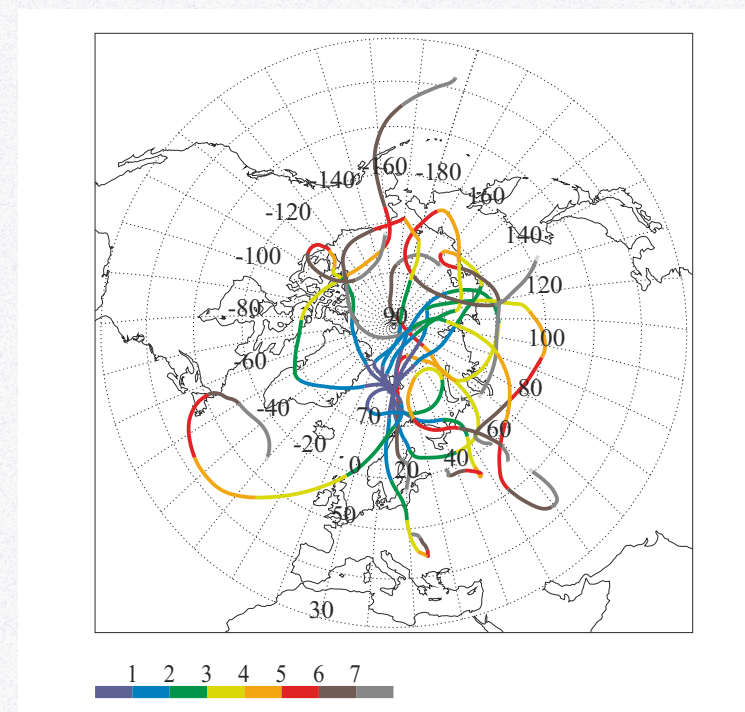


2 maja 2006



8 maja 2006

Widok na Ny Alesund i Kongsfjord na Spitsbergenie podczas napływu dymu z pożarów roślinności we wschodniej Europie (2.05.2006) i kilka dni później (8.05.2006) (foto A.C. Engvall Stjernberg, Uniwersytet Sztokholmski).



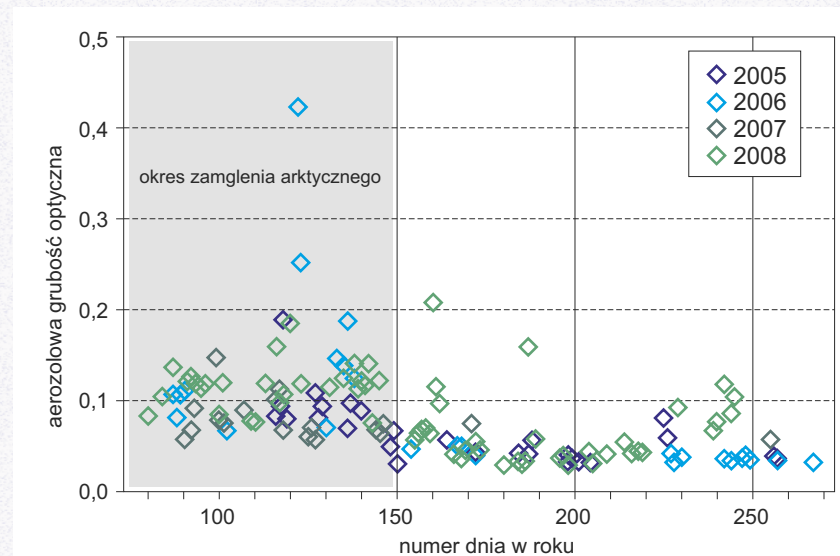
Przykłady ośmiodniowych dróg powietrza napływającego nad polską stacją polarną w Hornsundzie wiosną w latach 2005-2008 w dniach, gdy obserwowano zwiększoną ilość aerozolu w powietrzu na wysokość 5 km n.p.m. Kolorami oznaczona drogę przebyta przez powietrze podczas jednego dnia, czyli kolor szary oznacza miejsce pobytu powietrza 8 dni przed dotarciem nad stację (A. Rozwadowska, opracowanie własne).

## Zamglenie arktyczne

Anna Rozwadowska

W latach pięćdziesiątych ubiegłego wieku piloci latający nad Alaską i Arktyką kanadyjską zaobserwowali silne zamglenie nieznanego pochodzenia. Mgielka bywała lekko zabarwiona. Początkowo uważano, że składa się ona z kryształków lodu albo z pyłu mineralnego. Dopiero w latach siedemdziesiątych stwierdzono, że są to zanieczyszczenia wynikające z działalności człowieka. Wtedy też zaobserwowano, że zamglenie pojawia się regularnie pod koniec zimy i wiosną. Mgielka ma często postać wyraźnych warstw o grubości od dziesiątek metrów do jednego kilometra i rozciągłości od 20 do 200 kilometrów. Obecnie antropogeniczne pochodzenie zamglenia arktycznego nie budzi wątpliwości. Zamglenie tworzą aerozole, które powstają z zanieczyszczeń transportowanych do Arktyki z niższych szerokości geograficznych w czasie zimy i na początku wiosny i uwieczonych w arktycznej masie powietrza. Wiadomo, że aerozole zamglenia arktycznego w 90 procentach składają się z siarczanów. Resztę stanowi cząsteczkowa materia organiczna, związki azotu, pył mineralny, węgiel cząsteczkowy, który nadaje jej rudawe zabarwienie, oraz metale ciężkie i inne zanieczyszczenia. Zamglenie arktyczne w większości tworzą aerozole, które powstały w atmosferze z zanieczyszczeń gazowych. Cząstki aerozolu zamglenia arktycznego są "stare", czyli długo przebywały w atmosferze. Regularne pojawianie się zamglenia arktycznego o tej samej porze roku wynika z kilku przyczyn. Arktyka jest przykryta czapą zimnego powietrza, które utrudnia penetrację ciepłego powietrza z niższych szerokości geograficznych do Arktyki. W czasie zimy i wczesnej wiosny front arktyczny oddzielający zimne powietrze arktyczne od nieco cieplejszego polarnego słabnie i cofa się na południe do około 50° N. Umożliwia to wzmożony transport mas powietrza z niższych szerokości geograficznych nad Arktykę. Zimą zmienia się typowy kierunek cyrkulacji atmosferycznej. O ile latem powietrze nad Arktyką zwykle przepływa z oceanu Atlantyckiego w kierunku Pacyfiku, zimą częściej płynie z północy uprzemysłowionej Eurazji nad Amerykę Północną. Ponadto zimą przepływ powietrza jest szybszy umożliwiając przenoszenie zanieczyszczeń na większe odległości. Głównym źródłem zanieczyszczeń wywołujących zamglenie arktyczne jest właśnie Europa i obszar byłego Związku Radzieckiego. Stabilna i sucha atmosfera, stosunkowo mała ilość opadów i niskie zachmurzenie zimą i wiosną powodują, że zanieczyszczenia, gazy i aerozole, dłużej utrzymują się w atmosferze. Ponadto brak światła w czasie nocy polarnej przedłuża czas życia tlenków siarki w atmosferze opóźniając ich utlenianie i powodując zwiększenie koncentracji. Tlenki siarki są prekursorem aerozoli siarczanowych.

Cząstki aerozolu zamglenia arktycznego silnie rozpraszają światło a dzięki zawartości węgla również trochę absorbują. Zamglenie arktyczne powoduje wzrost aerozolowej grubości optycznej (miary ilości aerozolu w troposferze) do wartości zbliżonych do grubości optycznych charakterystycznych dla średnich szerokości geograficznych. Może też powodować obniżenie widzialności do kilku kilometrów a nawet większe. Aerozol zamglenia arktycznego wpływa na bilans radiacyjny Arktyki. Osiadające na lodzie i śniegu cząstki absorbujące światło, głównie sadza, przyspieszają topnienie lodu i śniegu. Aerozole siarczanowe przyczyniają się do zakwaszenia środowiska.



Przykład zmian aerozolowej grubości optycznej na polskiej stacji polarnej w Hornsundzie w ciągu roku (na podstawie danych z sieci AERONET).



Położenie frontu polarnego zimą – linia niebieska i latem – linia czerwona (A. Rozwadowska, opracowanie wg różnych źródeł).

## Światło w Oceanie Arktycznym

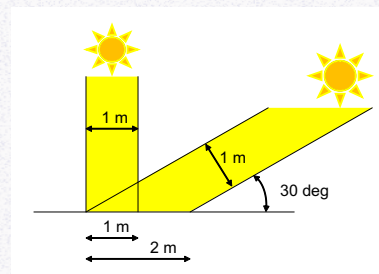
Mirosław Darecki

Na Biegunie, Dzień Polarny trwa kilka miesięcy (od kwietnia do sierpnia) a Noc Polarna, gdy tarcza Słońca schowana jest pod horyzontem od połowy października do marca. Pomimo tego, że na obszarach położonych na północ od Kręgu Polarnego (czyli 63°N) przez pewien czas w roku możemy obserwować słońce przez całą dobę nad horyzontem, to sumaryczna ilość energii dostarczana w ciągu roku w promieniowaniu słonecznym jest mniejsza niż na obszarach położonych bliżej równika. To, że promieniowanie Słońca pada zwykle na powierzchnię Oceanu Arktycznego pod bardzo ostrym kątem powoduje, że jest ono znacznie mniej efektywne. Dodatkowo, z powodu względnie ostrego kąta padania, wydłużona jest droga promieniowania słonecznego w atmosferze, gdzie jest ono intensywniej odbijane i rozpraszane, w efekcie czego jeszcze mniej promieniowania słonecznego dociera do powierzchni lądu czy oceanu. Dla porównania, modelowa ilość energii dostarczanej w ciągu roku przez Słońce na powierzchnię Ziemi, dla szerokości geograficznej 75°N wynosi około 1100 kWh/m<sup>2</sup>, dla szerokości geograficznej 52°N (położenie Warszawy) wynosi około 1700 kWh/m<sup>2</sup> a dla równika około 2700 kWh/m<sup>2</sup>. W rzeczywistości, głównie z powodu zachmurzenia, wartości te są o wiele mniejsze, np. dla okolic Warszawy realna, roczna doza energii słonecznej może wynosić około 1000 kWh/m<sup>2</sup>. Na rysunku, przedstawione są modelowe dzienne dozy energii słonecznej, dla bezchmurnego nieba, dla poszczególnych szerokości geograficznych.

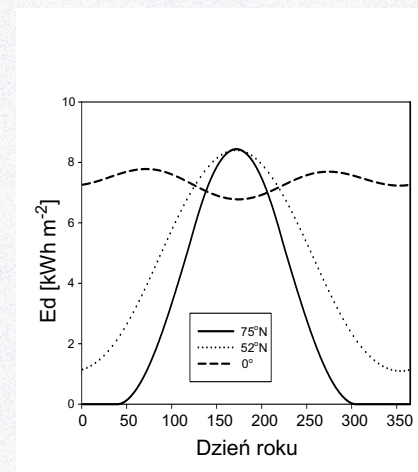
Wiosną, gdy większa część Oceanu Arktycznego pokryta jest lodem, ilość energii docierającej do toni wodnej jest jeszcze mniejsza. Lód stanowi dodatkową zapórę dla światła, ale znacznie mniej skuteczną niż śnieg. Przez grubą (ponad metrową) warstwę lodu przechodzi prawie 50% promieniowania potrzebnego roślinom do życia, ale warstwa śniegu na lodzie, by ilość ta spadła do 1%. W efekcie ilość światła docierającego do mórz arktycznych jest stosunkowo niewielka w porównaniu z innymi morzami.

Zróznicowane też jest rozchodzenie się światła w samej toni wodnej. W rejonach przybrzeżnych, gdzie w wodzie zawarte są duże ilości zawiesziny wypływającej z lądu światło ulega silnemu rozpraszaniu i absorpcji przez zawieszone w toni wodnej cząsteczki. W Morzu Syberyjskim, latem, na ogromnych przestrzeniach przezroczystość wody jest tak niewielka, że widoczne są obiekty zanurzone w wodzie tylko do głębokości 1 m a w pobliżu lodowców, gdzie spływająca jest drobna glina, widzialność ta spada nawet do zaledwie 10 cm. Często bywa tak, że pochłaniające światło zawiesziny utrzymują się tylko w cienkiej warstwie słodkiej, wytopiskowej wody na powierzchni, a pod spodem, woda jest bardzo przezroczysta. Ma to duże znaczenie dla zwierząt drapieżnych wyszukujących zdobycz wzrokiem (ptaki i ssaki morskie).

Badania światła w morzu oraz właściwości optycznych wody morskiej, składają się zwykle z wielu elementów – pomiarów ilości światła docierającego do powierzchni, pomiarów światła odbitego od powierzchni morza a także rozproszonego lub absorbowanego na cząstkach rozpuszczonej materii w toni wodnej oraz absorbowanego przez materię rozpuszczoną w wodzie, co determinuje ilość światła przechodzącego przez poszczególne warstwy wody i zmienia jego charakterystykę spektralną (selektywnie pochłaniane są poszczególne barwy światła, w efekcie, najczęściej najgłębiej dociera światło zielone, ale nie jest to regułą). Ponieważ atmosfera nad biegunem jest stosunkowo cienka, a latem Słońce świeci całą dobę, do powierzchni Morza Arktycznego może docierać dużo promieniowania ultrafioletowego, które jest zabójcze dla mikroorganizmów, a u ludzi powoduje najpierw opaleniznę, a przy dłuższej ekspozycji choroby skóry. UV jest szybko pochłaniany przez wodę, więc żyjące pod powierzchnią glony unikają szkodliwego promieniowania.



Energia w hipotetycznej wiązce światła o szerokości 1m, padającej pod kątem 30 stopni (niskie słońce) rozkłada się na dwa razy większą powierzchnię w porównaniu do takiej samej wiązki padającej prostopadle (Słońce w zenicie) (M. Darecki, opracowanie wg różnych źródeł).



Modelowe dobowe dozy energii słonecznej docierające do powierzchni Ziemi przy bezchmurnym niebie, dla poszczególnych szerokości geograficznych.



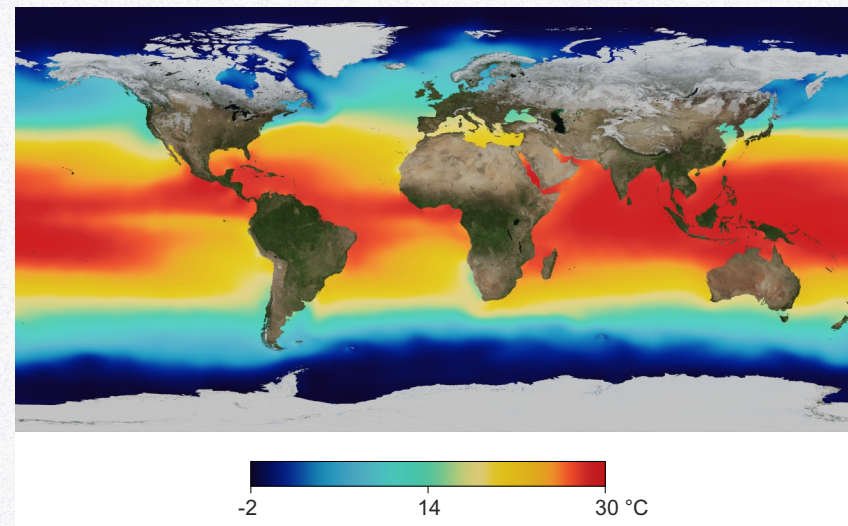
Radiometry mierzące światło odbite i wychodzące z toni wodnej oraz światło dopływające do powierzchni wody, zamontowane na dziobie s/y Oceania (foto M. Darecki).

## Ocean – główny czynnik kształtujący klimat Waldemar Walczowski

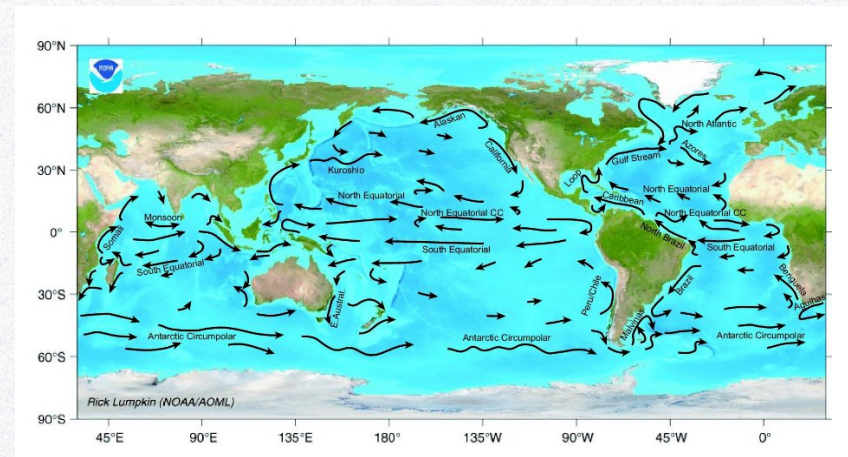
Każdy żyjący nad morzem wie, że ma ono wpływ na naszą pogodę i klimat. Zimy są tu z reguły mniej mroźne, a lata chłodniejsze i bardziej wilgotne niż w głębi lądu. Jednym słowem morze łagodzi klimat, w każdym razie w strefie w której żyjemy. Tak dzieje się dzięki wielkiej ilości ciepła, które woda jest w stanie zgromadzić. Woda, nie tylko morska, to substancja o największym cieple właściwym. Aby podgrzać kilogram wody o 1°C. potrzebujemy 4200 J. To dziewięć razy więcej niż dla kilograma żelaza, i cztery razy więcej niż dla powietrza. Zważywszy, że m<sup>3</sup> powietrza waży niewiele ponad 1 kg, a m<sup>3</sup> wody 1000 kg, łatwo zrozumieć, że 3-metrowa warstwa wody może przechować tyle ciepła co słup atmosfery nad nią. A przecież prawie 71 % naszego globu pokryte jest oceanem. Nic więc dziwnego, że górna, kilkumetrowa warstwa oceanu przechowuje tyle ciepła, co cała ziemska atmosfera. Ponieważ średnia głębokość oceanu wynosi prawie 4 km, jest on wielkim rezerwuarem ciepła, który latem się nagrzewa absorbując promieniowanie słoneczne, a zimą ochładza, oddając ciepło do atmosfery. Nagrzewa się jednak tylko wierzchnia warstwa oceanu, górne 100-150 metrów. Woda cieplejsza jest lżejsza od zimnej i unosi się na powierzchni, aby podgrzać głębsze warstwy oceanu, trzeba go wymieszać. W ostatnich latach zauważalny jest niewielki wzrost średniej temperatury oceanu, zwłaszcza w rejonach polarnych. To rezultat efektu cieplarnianego.

Rola oceanu jako zbiornika ciepła działającego w cyklu sezonowym, była już dawno dostrzegana przez badaczy klimatu. Jednak ocean nagrzewa się nierówno – w tropikach jest cieplejszy, w stronę biegunów ochładza się, jest tworem dynamicznym, będącym w ciągłym ruchu. Procesy zachodzące w nim są co prawda dużo wolniejsze niż w atmosferze, prądy morskie nie płyną z tą prędkością, co wieją wiatry (na szczęście dla żeglarzy), lecz właśnie cyrkulacja oceaniczna jest ważnym procesem wpływającym na klimat. Powierzchniowe prądy oceaniczne przenoszą nadmiar ciepła zgromadzonego w obszarach zwrotnikowych w stronę biegunów. Są to ilości ciepła rzędu petawatów (PW), czyli 10<sup>15</sup> wata. To ponad 20 000 razy więcej niż produkcja energii elektrycznej w Polsce. Po drodze woda oddając ciepło, podgrzewa atmosferę. Ważną rolę w tym procesie odgrywa cykl parowanie - skraplanie. Dla zamiany wody w parę wodną potrzebna jest duża ilość energii cieplnej – 2257 J na każdy gram wody. Jest to tak zwane ciepło utajone przemiany fazowej. Para wodna potrafi przenieść to ciepło na duże odległości, a w momencie skraplania oddać do atmosfery.

O dobroczynnym działaniu Prądu Zatokowego, a właściwie jego przedłużenia, Prądu Północnoatlantyckiego na klimat Europy wiadano od dawna. Wystarczy popatrzeć na przebieg 54 równoleżnika – leży na nim Gdańsk i Dublin, na tej szerokości geograficznej w Europie uprawia się zboża i ziemniaki, ale po drugiej stronie Atlantyku na 54 równoleżniku leżą lodowate tundry Labradoru i nie ma szans nawet na drzewa. Gólfstrom opisywany był przez żeglarzy, badał go Benjamin Franklin. Mapy narysowane przez niego podziwiamy do dzisiaj. Brak było jednak spójnej teorii opisującej globalną cyrkulację oceaniczną i wiążącą ją z klimatem. Dopiero w roku 1987 sformułowana została teoria "oceanicznego pasa transmisyjnego" (ang. Conveyor Belt Circulation). Ten system prądów morskich, nazywany też cyrkulacją termohalinową napędzany jest różnicą gęstości wód oceanicznych wynikającą z różnicy temperatury i zasolenia mas wodnych na różnych szerokościach geograficznych.



Średnia temperatura powierzchni oceanu  
(<http://svs.gsfc.nasa.gov/vis/a000000/a003600/a003652/index.html>)



Oceaniczne prądy powierzchniowe oceanu  
(<http://oceanmotion.org/html/background/wind-driven-surface.htm>)



## Cyrkulacja termohalinowa

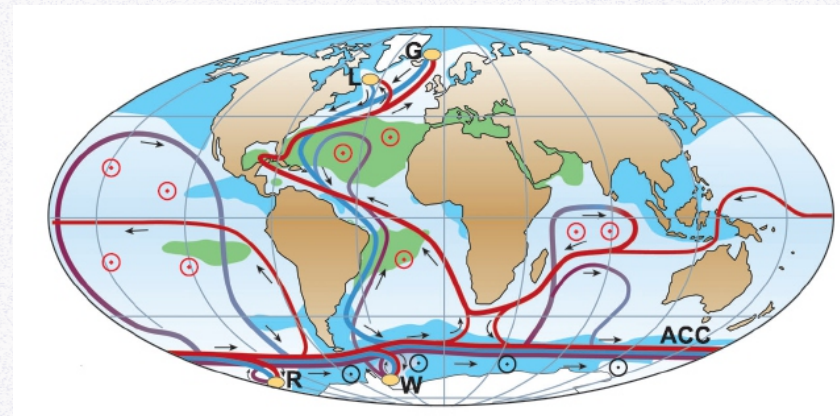
Waldemar Walczowski

Gdy w roku 1751 kapitan Henry Ellis stwierdził że na 25° szerokości geograficznej północnej woda wydobyta z dużej głębokości jest lodowato zimna, nie wiedział, że jest to pierwszy opis symptomów procesu, który określamy dzisiaj jako "cyrkulacja termohalinowa" (ang. *Thermohaline Circulation*, THC). Kapitan przeprowadzał eksperyment na zlecenie angielskiego badacza i nie zdawał sobie sprawy z wagi tego odkrycia. W swoich zapiskach stwierdził, że tak zimna woda może być w tropikach przydatna do chłodzenia wina i kąpeli. Prawidłowe wyjaśnienie tego zjawiska opublikował w roku 1797 wynalazca i fizyk Benjamin Thompson: "wydaje się, że jedynym sposobem wytłumaczenia tego stopnia zimna na dnie morza w strefie upalnej może być wnioskowanie, że są to zimne prądy z biegunów; znaczenie tych prądów w łagodzeniu nadmiernego gorąca tego klimatu jest zbyt oczywistym, aby wymagało jakiegokolwiek wytłumaczenia".

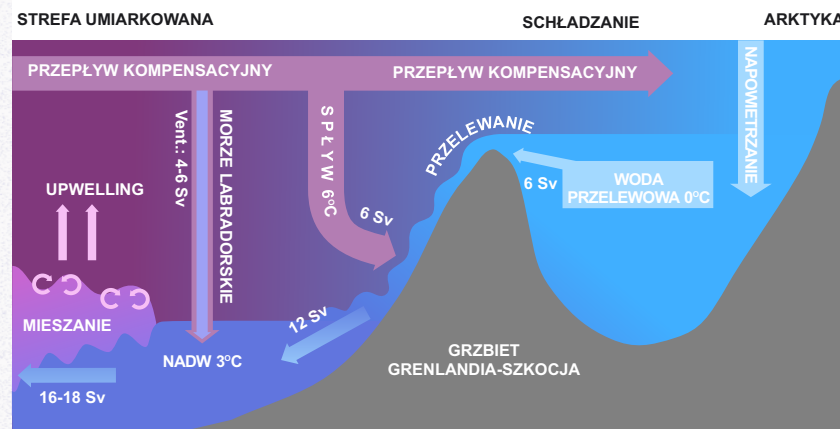
Jednak dopiero prawie 200 lat po pracach Thompsona, w roku 1987 sformułowana została teoria cyrkulacji "Oceanicznego Pasa Transmisyjnego" (ang. *Conveyor Belt Circulation*). Amerykanin Wallace Broecker przedstawił koncepcję powierzchniowych i głębinowych prądów morskich łączących wszystkie oceany i przenoszących sól oraz ciepło pomiędzy nimi. Broecker postulował również, że zmiany atlantyckiej cyrkulacji termohalinowej doprowadzały do gwałtownych i rozległych zmian klimatu, jakich doznawał rejon Północnego Atlantyku w czasie ostatnich zlodowaceń.

Dzisiejsze poglądy na *Conveyor Belt* różnią się od tych przedstawionych przez Broeckera. Opisując globalną cyrkulację oceaniczną mówi się obecnie o cyrkulacji termohalinowej, a w przypadku transportu północ-południe w Oceanie Atlantyckim - o *Meridional Overturning Circulation* (MOC) lub *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC). Rola Oceanu Atlantyckiego, a zwłaszcza procesów mających miejsce w jego północnych rejonach - Morzach Nordyckich oraz w Oceanie Arktycznym jest szczególnie wyeksponowana jako najważniejsza w podtrzymaniu THC.

THC jest głównym mechanizmem napędzającym wielkoskalowe prądy morskie. Ochładzanie wody i formowanie się lodu w wysokich szerokościach geograficznych zwiększa gęstość wód powierzchniowych w stopniu wystarczającym do inicjacji procesów głębokiej konwekcji, razem z innymi procesami nazywanej termohalinową wentylacją. Na półkuli północnej tworzenie wód głębinowych ma miejsce głównie w północnych rejonach Oceanu Atlantyckiego, Morza Grenlandzkiego i Labradorzkiego. Przydenna woda uformowana w Arktyce i w Morzu Grenlandzkim przepływa nad Grzbietem Grenlandzko-Szkockim, jako "overflow water", miesza się z wodami Morza Labradorzkiego i tworzy North Atlantic Deep Water (NADW) jedną z najważniejszych głębinowych mas wodnych oceanu. W strefie zwrotnikowej procesy pionowego mieszania powodują wzrost temperatury wody głębinowej, redukują jej gęstość i doprowadzają do wyniesienia jej na powierzchnię. Wskutek chłodzenia i wentylacji w wysokich szerokościach geograficznych oraz ogrzewania i pionowego mieszania w niskich szerokościach, powstaje pozioma różnica gęstości wód, która wymusza powierzchniowy przepływ ciepłych i słonych wód w stronę bieguna i głębinowy przepływ w kierunku równika. Dzięki transformacji wód powierzchniowych, zachodzącej w czasie adwekcji w stronę Arktyki, do globalnego systemu klimatycznego oddany zostaje nadmiar ciepła zgromadzonego w wodzie oceanicznej w tropikach.



Współczesny schemat globalnej cyrkulacji termohalinowej. Prądy powierzchniowe oznaczono linią czerwoną, prądy głębinowe linią niebieską. Główne obszary formowania wód głębinowych w Morzach: Grenlandzkim (G), Labradorzskim (L), Weddella (W) i Rossa (R) znaczone żółtymi okręgami. Obszary mieszania i wynoszenia wód głębinowych oznaczono okręgami ([http://www.eoearth.org/article/Atlantic\\_meridional\\_overturning\\_circulation](http://www.eoearth.org/article/Atlantic_meridional_overturning_circulation)).



Proces zapadania wód w Arktyce (Ventilation) i formowania zimnej Północnoatlantyckiej Wody Głębinowej (NADW). Powierzchniowy przepływ ciepłej wody z tropików kompensuje głębinowy przepływ w stronę niskich szerokości (rys. wg Hansen i in., 2004). Sv to jednostka przepływu wody równa 10<sup>6</sup> metrów sześciennych na sekundę.

## System prądów Mórz Nordyckich Agnieszka Beszczyńska-Möller

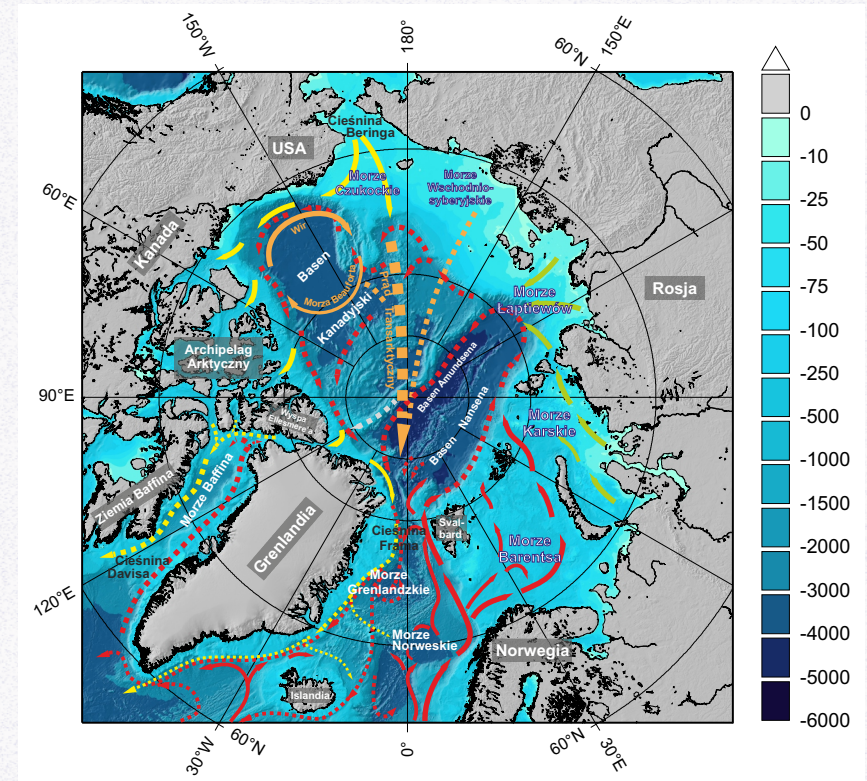
Ocean Arktyczny jest najmniejszym z oceanów, a ponad połowę jego powierzchni zajmują szerokie i płytkie szelfy mórz przybrzeżnych. Większość wód wpływających do Oceanu Arktycznego pochodzi z Północnego Atlantyku. Jego ciepłe i słone wody niesione są na północ poprzez system prądów Mórz Nordyckich. Pomiędzy Norwegią a Spitsbergenem wody Prądu Norwesko-Atlantyckiego rozdzielają się na dwie gałęzie. Jedna z nich, Prąd Zachodniospitsbergeński, wnosi wody atlantyckie do Oceanu Arktycznego przez głęboką i szeroką Cieśninę Fram. Druga gałąź przecina płytkie Morze Barentsa, gdzie woda pochodząca z Atlantyku traci większość ciepła zanim osiągnie Ocean Arktyczny. Oba strumienie wód atlantyckich łączą się ponownie na skłonie Basenu Nansena i podążają na wschód wokół obrzeży głębokich basenów Oceanu Arktycznego jako Arktyczny Okołoobiegunowy Prąd Brzegowy.

Płynąc wzdłuż obrzeży Basenu Nansena, ciepłe wody atlantyckie mieszają się na powierzchni z zimną i słodką wodą pochodzącą z opadów atmosferycznych i topnienia lodu. Na wysokości szelfu Morza Łaptiewów do warstwy powierzchniowej dopływa ogromna ilość słodkich wód niesionych do Oceanu Arktycznego przez wielkie rzeki syberyjskie. Wskutek tego tworzy się silna haloklina - warstwa, w której zasolenie gwałtownie wzrasta z głębokością, a temperatura bliska jest zamarzaniu. Stanowi ona barierę ograniczającą przepływ ciepła z wód atlantyckich do unoszącego się na powierzchni lodu morskiego. Podczas dalszej drogi na wschód, część wód oddziela się od Prądu Brzegowego i podąża wzdłuż podmorskich grzbietów, rozdzielających głębokie baseny Oceanu Arktycznego.

W Basenie Kanadyjskim Prąd Brzegowy napotyka ciepłe, mniej zasolone wody pacyficzne, wpływające do Oceanu Arktycznego przez płytką i wąską Cieśninę Beringa. Dopływ wód z Pacyfiku jest wielokrotnie mniejszy niż z Atlantyku, a jako mniej słone (więc lżejsze) wody te pozostają na powierzchni, mieszając się z wysłodzoną wodą pochodzącą z rzek i topnienia lodu. Wskutek tego warstwa wysłodzonych wód na powierzchni jest grubsza w Basenie Kanadyjskim niż Euroazjatyckim, a haloklina silniejsza.

Cyrkulacja wód powierzchniowych i dryfującego lodu morskiego związana jest głównie z przeważającymi kierunkami wiatrów. Wskutek dominującego nad Oceanem Arktycznym wyżu atmosferycznego, w Basenie Kanadyjskim powstaje Wir Morza Beauforta, obracający się zgodnie z ruchem wskazówek zegara. Ten częściowo zamknięty układ prądów powierzchniowych powoduje okresowe akumulowanie w Morzu Beauforta dużych ilości wysłodzonych wód. Dryfujący lód i wody powierzchniowe, opuszczające wir na jego północnych obrzeżach, dołączają do powierzchniowego Prądu Transarktycznego, płynącego przez środek Oceanu Arktycznego w stronę Cieśniny Fram.

Większość dryfującego lodu morskiego opuszcza Ocean Arktyczny z Prądem Wschodniogrenlandzkim po zachodniej stronie Cieśniny Fram. Prąd ten niesie również w stronę Atlantyku część wysłodzonych arktycznych wód powierzchniowych, zaś pozostała ich część wypływa na południe przez wąskie i płytkie cieśniny kanadyjskiego Archipelagu Arktycznego. Ochłodzone i zmodyfikowane wody atlantyckie, po opłynięciu Oceanu Arktycznego wzdłuż kilku pętli o różnej długości, powracają ponownie do Północnego Atlantyku przez zachodnią część Cieśniny Fram.



Schemat prądów w Oceanie Arktycznym. Czerwone linie ciągłe pokazują wpływającą wodę atlantycką, żółte wodę pacyficzną, a zielone – słodkie wody pochodzące z wielkich rzek syberyjskich. Pomarańczowa linia ciągła obrazuje Wir Morza Beauforta, natomiast pomarańczowa linia przerywana – powierzchniowy Prąd Transarktyczny. Różne trasy zmodyfikowanych wód atlantyckich w Oceanie Arktycznym i ich odpływ w stronę Atlantyku przedstawione są przez przerywane linie czerwone, natomiast odpływ powierzchniowych wysłodzonych wód arktycznych (mieszanych wód rzecznych, pacyficznych, opadowych i pochodzących z topnienia lodu morskiego) na południe pokazują przerywane linie żółte (A. Beszczyńska-Möller, opracowanie własne).

## Masy wodne i ich transformacja

Ilona Goszczko

Pojęcie masy wodnej używane jest w oceanografii dla określenia znacznej objętości wód o jednolitych właściwościach fizykochemicznych i wspólnym pochodzeniu. Temperatura, zasolenie i inne właściwości pozwalają określić miejsca formowania masy wodnej i śledzić zarówno jej drogę, jak i procesy transformacji jakim podlega.

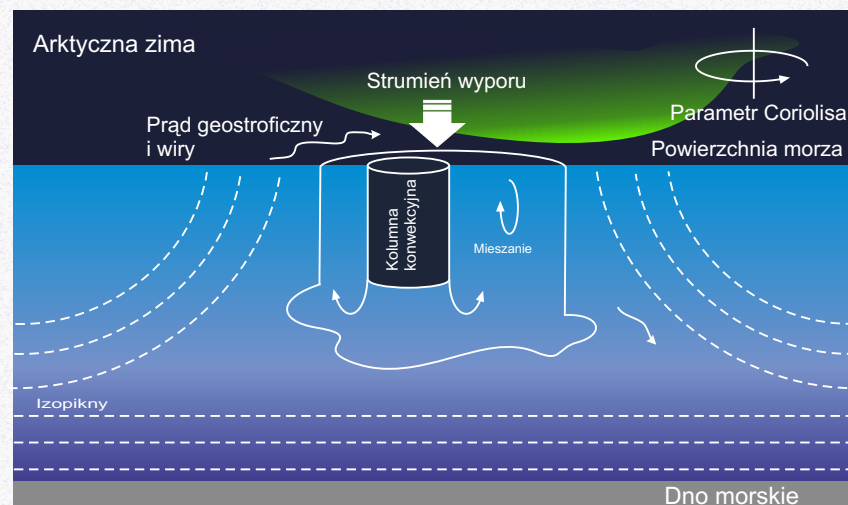
W Północnym Atlantyku, Morzach Nordyckich oraz Oceanie Arktycznym wyróżnić możemy szereg mas wodnych. Najważniejsza to ciepła i mocno zasolona Woda Atlantycka, która powstaje w wyniku ogrzewania i wzmożonego parowania w obszarach zwrotnikowych. Transportowana na północ stopniowo oddaje ciepło do atmosfery i zmniejsza swoje zasolenie w wyniku mieszania. Ochładzając się, woda staje się bardziej gęsta, stopniowo obniża swoje położenie w kolumnie wody, tworząc wodę pośrednią. Proces transformacji Wody Atlantyckiej jest niezwykle istotny z punktu widzenia klimatu – strumienie ciepła oddane zimą do atmosfery podgrzewają ją i modyfikują cyrkulację.

Pochodzące z Atlantyku masy wodne możemy obserwować wzdłuż wybrzeży Zachodniego Spitsbergenu i dalej w Oceanie Arktycznym. Część Wody Atlantyckiej recyrkuluje jednak w Morzu Grenlandzkim, gdzie w wyniku mieszania i ochładzania na powierzchni powstaje jednolita, niestabilna warstwa. W czasie zimowego ochładzania wody te podlegają zapadaniu w procesie głębokiej konwekcji. Uformowana w ten sposób Grenlandzka Woda Głębiniowa pokonuje podwodny Próg Grenlandzko-Szkocki i zasila Północnoatlantycką Wodę Głębiniową. W ten sposób powstaje najgęstsza woda Oceanu Światowego, a proces jej formowania decyduje o intensywności cyrkulacji termohalinowej i klimacie globalnym.

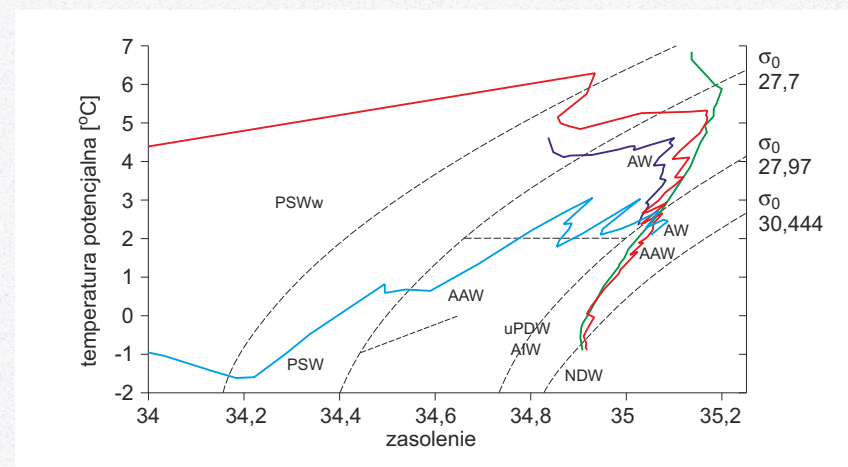
Innym, istotnym procesem transformacji wody morskiej w Arktyce jest tworzenie solanki (ang. "brine"). Zachodzi on w płytkich morzach szelfowych i wolnych od lodu przestrzeniach zwanych połytniami podczas tworzenia nowego lodu. Powstała w ten sposób niezwykle słona, zimna a co za tym idzie, gęsta woda tworzy przydatne kaskady migrujące systemem podwodnych kanałów i rynien. Na swej trasie gęsta chmura ulega mieszanii i rozcieńczeniu, zwiększając objętość i ostatecznie zasilając przydatną wodę najgłębszych obszarów Mórz Nordyckich i Oceanu Arktycznego.

Również wody powierzchniowe odgrywają istotną rolę. Ocean Arktyczny jest zlewnią wielkich rzek syberyjskich i kanadyjskich. Ich słodka woda wraz z tą pochodzącą z opadów atmosferycznych i topnienia lodu, tworzy na powierzchni warstwę oddzielającą cieplejszą Wodę Atlantycką od atmosfery. Powstająca zimą pokrywa lodowa dodatkowo izoluje powierzchnię morza, utrudniając dalszą utratę ciepła. Warstwa skoku zasolenia między wodą powierzchniową a pośrednią Oceanu Arktycznego nazywana jest "zimną halokliną" i sprzyja utrzymywaniu się w Arktyce, nawet latem, grubej warstwy lodu morskiego.

Przykładowy podział mas wodnych (Rysunek 2, Rudels i inni, 2005) wyróżnia: Powierzchniową Wodę Polarną PSW - pochodzącą z polarnej warstwy wymieszanej i cieplejszą PSWw – z topnienia lodu, Wodę Atlantycką AW niesioną Prądem Zachodniospitsbergeńskim, Wodę Arktyczno-Atlantycką AAW i Arktyczną Wodę Pośrednią AIW – wody Morza Grenlandzkiego, Polarą Wodę Głębiniową PDW – wodę z Oceanu Arktycznego oraz Głębiniową Wodę Mórz Nordyckich NDW.



Powstawanie kolumn konwekcyjnych w Wirze Morza Grenlandzkiego. We wnętrzu obszaru cyrkulacji geostroficzej (stan równowagi między gradientem ciśnienia i siłą Coriolisa) powstaje silnie wymieszana warstwa wody. Strumień wyporu hydrostatycznego (w wyniku ochładzania skierowany w dół) powoduje zapadanie się cięższych elementów płynu z powierzchni do poziomu równowagi na dużej głębokości. Izopikny oznaczają linie równych gęstości. Najbardziej gęsta jest woda głębiniowa (I. Goszczko, opracowanie wg różnych źródeł).



Pionowe pomiary wykonane w Morzu Grenlandzkim latem 2011 roku (kolorowe linie). Pojedynczy profil odwzorowuje temperaturę potencjalną i zasolenie wody. Odpowiada im gęstość potencjalna  $\sigma_0$  (gęstość jaką miałaby woda wyniesiona adiabaticznie na poziom ciśnienia oznaczony liczbą: 0 – na powierzchni, 0,5 – na 500 dbar, dla skrócenia zapisu odejmuje się  $1000 \text{ kg m}^{-3}$ , linie kreskowane obrazują wybrane poziomy gęstości) (I. Goszczko, opracowanie własne).

## Fronty, wiry, meandry, intruzje

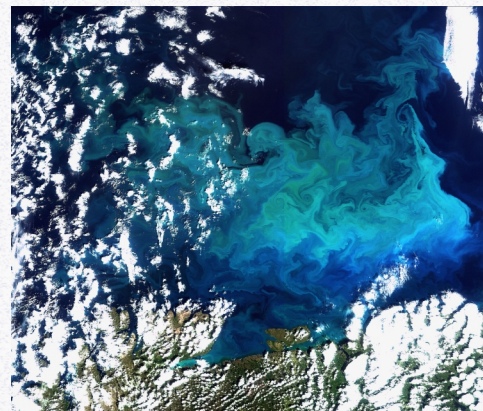
Ilona Goszczko

Fronty oceaniczne to zjawiska występujące w obszarach zbiegania się prądów morskich, sąsiedownia i wzajemnego oddziaływania różnych mas wodnych. Są to wydłużone granice, a częściej szersze strefy charakteryzujące się znacznymi, poziomymi różnicami właściwości fizycznych wody. W rzeczywistości, strefy frontalne nie są idealnie pionowymi strukturami – spotykające się masy wodne napływają na siebie na kształt klina o łagodnym nachyleniu.

W zależności od warunków w jakich fronty powstają, możemy wyróżnić kilka ich typów: wielkoskalowe fronty oceaniczne oddzielające duże systemy cyrkulacyjne, fronty załamania szelfu, fronty w pobliżu ujść rzecznych (lub innych dopływów słodkiej wody, np. ujść fiordów), fronty związane z pionowymi ruchami masy wody ("upwelling") i inne. Wszystkie fronty to obszary szczególnie dynamiczne, procesy zachodzą w nich szybko i intensywnie. Granica między masami wodnymi jest w ciągłym ruchu, dochodzi do jej meandrowania, meandry zamykają się i odrywają, tworząc wiry. Jest to ważny mechanizm wymiany wód, zachodzący w poprzek linii frontu. Wymiana odbywa się może również poprzez intruzje – przewarstwienia mas wodnych. Cienkie języki wody arktycznej mogą penetrować w głąb domeny wody atlantyckiej na odległość kilkudziesięciu kilometrów. Dynamiczne procesy wynoszenia i zapadania mas wodnych wzdłuż linii frontu dostarczają żywym organizmom koniecznego do życia tlenu i innych rozpuszczonych substancji chemicznych, co czyni fronty rejonami o wzmożonej produkcji pierwotnej. Często gromadzą się w ich okolicach stada żerujących ryb, ptaków i ssaków morskich.

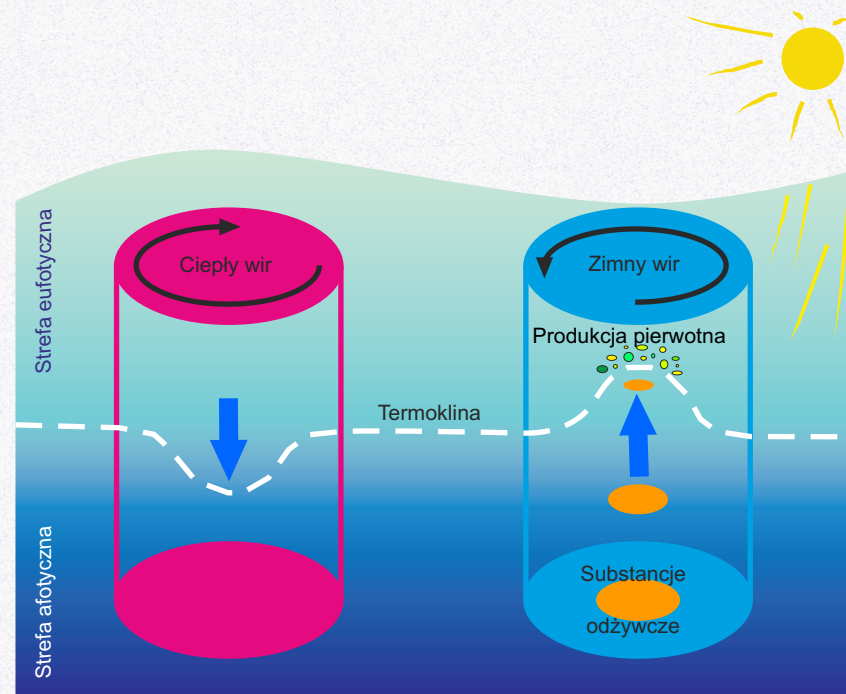
Wiry to rotujące obszary płynu, w tym przypadku w środowisku morskim, powstające na skutek zaburzeń jednostajnego ruchu, często w wyniku zmian topografii dna. Wiry mezoskalowe (o wielkości od 10 do 500 km i czasie trwania od dni do miesięcy) występują ponad podwodnymi grzbietami czy w ujściach podwodnych kanionów lub odrywają się od tracących stabilność, meandrujących prądów. Na północnej półkuli powstają w strefie frontalnej od prądów ciepłych tworzą struktury o ciepłym wnętrzu, wirują zgodnie z ruchem wskazówek zegara czyli antycyklonalnie. Wiry oderwane od zimnych prądów rotują w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara czyli cyklonalnie. Wiry o zimnym jądrze mają potencjał generowania pionowego ruchu mas wodnych, podnoszenia termokliny, tj. warstwy rozdzielającej zimniejszą wodę głębinową od cieplejszej wody powierzchniowej. Mechanizm ten powoduje również wynoszenie substancji odżywczych koniecznych do rozwoju życia. Wiry o ciepłym wnętrzu, przeciwnie – powodują obniżenie termokliny, nie zachodzi w tym przypadku zwiększenie dopływu substancji odżywczych. Struktury wirowe często transportują masy wodne o różniących się od otoczenia parametrach na wielkie odległości.

Rozmiary stref frontalnych i innych zjawisk mezoskalowych jak wiry i meandry pozwalają na ich obserwację i rejestrację z pokładów samolotów i satelitów. Techniki te wraz z badaniami bezpośrednimi pozwalają stwierdzić, że rola zjawisk mezoskalowych w redystrybucji ciepła i soli w oceanie jest bardzo istotna. Sukcesywne zwiększanie mocy obliczeniowej komputerów wykorzystywanych do uruchamiania modeli klimatycznych (sprzężony system ocean-atmosfera-lód morski) pozwala na uwzględnienie w nich tych ważnych elementów cyrkulacji oceanicznej.



Zdjęcie satelitarne wykonane z satelity ENVISAT spektrometrem MERIS obrazujące zakwit fitoplanktonu o powierzchni większej od Grecji, rozciągającego się na północ od Półwyspu Skandynawskiego w Morzu Barentsa 19 sierpnia 2009 roku. Różnice koloru morza wskazują strefy frontalne między napływającą, ciepłą wodą Atlantycką a wodą Arktyczną i powstające wzdłuż nich wiry. Im kolor struktury jest bardziej zielony, tym więcej w niej fitoplanktonu. Kolor granatowy i niebieski wskazuje wodę uboższą w zawartość barwnika odbijającego promieniowanie, a tym samym w ilość organizmów roślinnych.

zdjęcie satelitarne ESA – <http://www.esa.int/esaCP/index.html>



Efekt wywierany przez wiry na pionową strukturę wody na półkuli północnej. Antycyklonalny wir o ciepłym wnętrzu (po lewej) obniża położenie termokliny, przy czym powierzchnia morza unosi się podczas przemieszczania się wiru (zjawisko to można obserwować z poziomu satelity). Wir o zimnym jądrze (po prawej), rotujący cyklonalnie podnosi termoklinę, dostarczając substancji odżywczych dla produkcji biologicznej (I. Goszczko, opracowanie własne wg różnych źródeł).

## Fiordy. Styk oceanu, lodowców, lądu.

Agnieszka Promińska

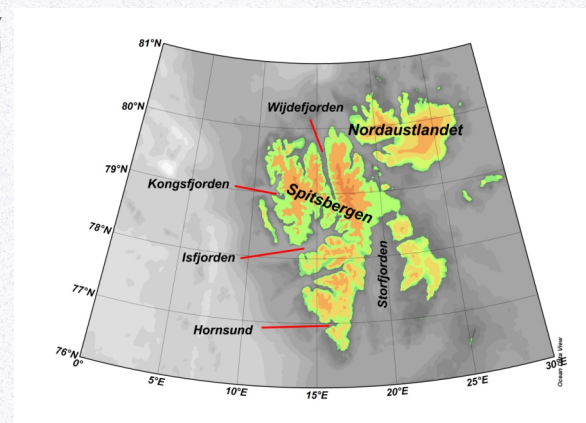
Fiordy, powstałe w wyniku zalania dolin polodowcowych, stanowią typową formę krajobrazu wybrzeży Arktycznych. Charakteryzują się licznymi, wznajającymi się daleko w głąb lądu rozgałęzieniami. Ich długość jest bardzo różna, waha się od kilku do kilkuset kilometrów i często się powiększa. W ostatnich dziesięcioleciach obserwujemy bowiem gwałtowne cofanie się lodowców uchodzących do fiordów Arktyki i wzmoczoną dostawę słodkiej wody do oceanu. Może to mieć istotne skutki klimatyczne.

Najczęściej badanymi przez polskich naukowców fiordami są te rozciągające się wzdłuż zachodnich wybrzeży Spitsbergenu. Są one szczególnie interesujące, gdyż wzdłuż szelfu kontynentalnego Spitsbergenu płynie na północ Prąd Zachodniospitsbergeński. Oddziaływanie jego ciepłych i słonych wód z arktycznym środowiskiem fiordów daje możliwość unikalnych obserwacji. W jednym z fiordów - Hornsundzie położona jest Polska Stacja Polarna.

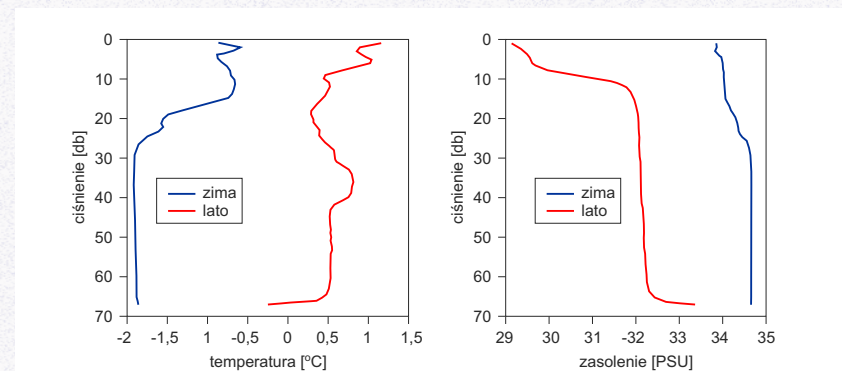
Intensywność cyrkulacji wód w fiordach zależy od wielu czynników zewnętrznych. Należą do nich siły działające od strony atmosfery (opady, wiatr, temperatura powietrza), lądu (spływ rzeczny, woda pochodząca z topnienia lodowców), oceanu (dopływ wód z zewnątrz fiordu), a nawet księżyca (pływy) i słońca (pływy, nasłonecznienie). Ukształtowanie dna może ograniczać wymianę i cyrkulację wód. Te wszystkie czynniki sprawiają, że właściwości wody – głównie rozkład temperatury i zasolenia zmieniają się dynamicznie, w zależności od intensywności danej siły. Zmienia się też stratyfikacja, czyli uwarstwienie akwenu.

Zmiany zachodzą w cyklu rocznym. Zimą, kiedy większa część fiordu pokryta jest lodem i panuje noc polarna, dopływ promieniowania jest ograniczony a kolumna wody jest jednorodna. Wiosną zwiększony dopływ ciepła powoduje topnienie lodu oraz nagrzewanie warstwy powierzchniowej. Dodatkowo topnienie okolicznych lodowców powoduje zwiększenie dopływu słodkiej wody do fiordu. Nasilenie tych procesów sprawia, że latem kolumna wody jest mocno uwarstwiona. Z reguły można wyróżnić trzy odrębne warstwy. Pierwsza z nich to ciepła i wysłodzona (zwłaszcza w pobliżu lodowców) warstwa wód powierzchniowych. Pod nimi znajdują się wody nieco chłodniejsze, bardziej słone, gęstsze, będące najczęściej wynikiem mieszania się wód fiordowych z napływającymi wodami oceanicznymi. W przypadku występowania progu podwodnego ograniczającego obieg wód w głębszych partiach akwenu, można wyodrębnić trzecią warstwę tzw. Wód Zimowych, które jak sama nazwa mówi powstają w czasie zimy i co ciekawe, mogą być obecne przez cały rok. Jesienią, w czasie spadku temperatury powietrza, powierzchnia wody się ochładza, a gęstość rośnie. Wynikiem tego jest pionowe mieszanie się warstwy wód powierzchniowych z wodami leżącymi poniżej, co prowadzi do ponownej homogenizacji (ujednolicenia) kolumny wody zimą. Cykl roczny zamyka się.

Główne fiordy u wybrzeży Spitsbergenu, największej wyspy Archipelagu Svalbard (opracowanie własne).



Lodowiec Hansa uchodzący do Hornsundu (foto A. Promińska).



Przykładowe profile temperatury i zasolenia zimą i latem (opracowanie własne).

## Zamarzanie wody i lód morski

Ilona Goszczko

"Niewielka ilość kry, liczne szerokie kanały, widoczne z bocianiego gniazda na południu, wielka ilość ptaków i fok wskazuje na bliskość otwartego morza. Odwagi więc! Po południu 12 sierpnia, wydostawszy się spośród licznych zagrażających nam pól, płyniemy w kierunku SE. Lód jest coraz cieńszy. Przez tę drobną krę możemy torować sobie drogę siłą. Od wpół do szóstej wieczorem do północy przebywamy 13 mil. Potem kierujemy się na SW, następnie na S i SE. O trzeciej rano ukazuje się tam rozległy obszar wodny, a o trzeciej czterdzieści pięć usuwamy z drogi ostatnie pływające lody."

Tak latem 1896 roku zakończył się w okolicach północnego Spitsbergenu trwający 3 lata dryf statku "Fram" poprzez pola lodowe Oceanu Arktycznego. W latach 2006-2008 powtórzono eksperyment Nansena w ramach projektu "DAMOCLES" – dryf jachtu "Tara" trwał niespełna dwa lata. Znaczne skrócenie czasu potwierdziło wzrost dynamiki arktycznego lodu i jego przyspieszony transport do Morza Grenlandzkiego. W tym czasie obserwowano minimalny zasięg i zmniejszenie grubości pokrywy lodowej Arktyki.

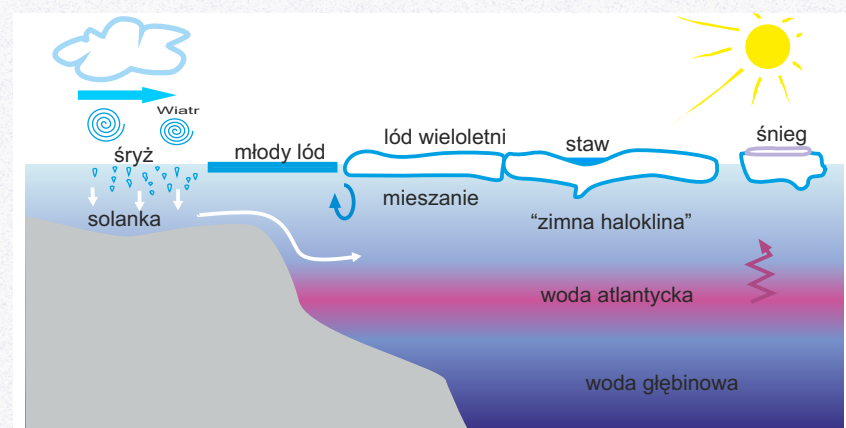
Proces powstawania lodu morskiego różni się od zamarzania wody słodkiej. Rozpuszczone w wodzie morskiej związki obniżają temperaturę zamarzania do około  $-1.8^{\circ}\text{C}$ . Im wyższe zasolenie, tym temperatura zamarzania jest niższa. W przeciwieństwie więc do gór lodowych odrywających się od lodowców, lód morski pierwotnie jest słoną, porowatą substancją, złożoną z sieci krystalicznej, uwięzionej w niej solanki i pęcherzyków powietrza. Starzejący się lód morski traci stopniowo solankę i po kilku latach zawiera on już tylko kilka procent pierwotnej zawartości soli.

Proces powstawania lodu morskiego jest skomplikowany i zachodzi w kilku etapach, a powstające typy lodu różnią się znacznie właściwościami. Pierwotnie, w wyniku ochładzania się powierzchni morza powstają pojedyncze, podłużne, losowo rozmieszczone kryształki, zwane śryżem – *frazil*. Jeśli pogoda jest bezwietrzna, przyrastanie lodu następuje w dół, jeśli natomiast występuje silny wiatr i falowanie, tworzący się lód ma kształt płaskich naleśników – *pancake ice*. Padający śnieg powoduje zanurzenie się nowo powstałego lodu morskiego i jego bardziej ziarnistą strukturę. W końcowej fazie procesu powstaje zwarty lód jednoroczny, a następnie kilkuletni – charakteryzujący się zarówno mniejszym zasoleniem jak i gęstością.

Dynamika lodu morskiego zależna jest od rozciągłości i plastyczności pokrywy lodowej. Podwodne części tworzą lodowe nawisy, na powierzchni powstają spiętrzenia, które działają jak części żaglowca na wietrze. Otwarte szczeliny ciągną się kilometrami, występują też większe wolne przestrzenie nazywane połyniami. Zachodzi w nich intensywne oddawanie ciepła do atmosfery i tworzenie nowego lodu. Na powierzchni topniejącego lodu morskiego występują również stawy wypełnione wodą, zmieniające zasadniczo albedo lodu.



Dryfujący lód morski na południe od Spitsbergenu w czerwcu 2011. Jest to lód transportowany z NW Morza Barentsa, najprawdopodobniej jednoroczny (foto I. Goszczko).



Powstawanie lodu morskiego w Oceanie Arktycznym. W warunkach zimowych niskie temperatury i wiatr powodują wychłodzenie odsłoniętej, wymieszanej warstwy wody, w których rozpoczyna się tworzenie lodu, najpierw w postaci śryżu a następnie w postaci cienkiego lodu. Wytrącająca się sól zwiększa gęstość wody podpowierzchniowej. Spływa ona z szelfu do głębszych basenów, zasilając "zimną haloklinę". Chroni ona grubszy lód wieloletni przed ciepłem emitowanym z wody atlantyckiej (I. Goszczko, opracowanie własne wg różnych źródeł).

## Dźwięk w morzu

Joanna Szczucka

Światło i dźwięk są podstawowymi nośnikami informacji w komunikacji ludzi i zwierząt. W wodzie jednakże dźwięk jest znacznie bardziej przydatny, gdyż światło jest dużo silniej tłumione i dociera na odległości najwyższej kilkudziesięciu metrów. Fale dźwiękowe natomiast, zwłaszcza te bardzo długie, mogą się rozprzestrzeniać na dystansie tysięcy kilometrów.

Prędkość dźwięku w morzu wynosi średnio 1500 m/s, czyli jest prawie pięciokrotnie wyższa niż w powietrzu. Nie jest ona wielkością stałą, toteż fala akustyczna nie rozchodzi się w morzu prostoliniowo, ale ulega refrakcji, czyli ugięciu. Prędkość dźwięku rośnie wraz ze wzrostem temperatury, zasolenia i ciśnienia. W oceanie osiąga ona wartość minimalną na pewnej głębokości, zazwyczaj kilkaset metrów. Tam jest najzimniej. To lokalne minimum powoduje uginanie się fal w kierunku jego osi, toteż fale rozchodzą się w tym obszarze jak w falowodzie, nie docierając do dna morza ani jego powierzchni. Dzięki unikaniu odbić propagują się z minimalnymi stratami energii i docierają na ogromne odległości. Zjawisko to nazywa się głębokowodnym kanałem akustycznym.

W oparciu o fakt, że prędkość rozchodzenia się dźwięku w wodzie zależy głównie od temperatury, narodziła się idea akustycznej termometrii oceanu. Polega ona na prostym pomysłu, że jeżeli morze się ociepla, to czasy przebiegu impulsu akustycznego na określonej trasie powinny być coraz krótsze, gdyż w wodzie cieplejszej biegnie on szybciej niż w zimniejszej. Realizacja tego pomysłu nie jest już taka prosta, wymaga kosztownego sprzętu i bardzo skomplikowanych algorytmów przetwarzania i analizy sygnałów.

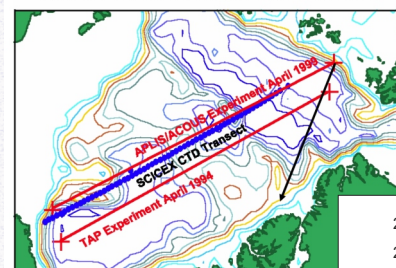
Pierwszego akustycznego pomiaru temperatury wód Oceanu Arktycznego dokonano w roku 1994 w ramach eksperymentu TAP (*Transarctic Acoustic Propagation*), stwierdzając ocieplenie tych wód od lat osiemdziesiątych XX wieku o 0,4 °C. W latach 1998-1999, w ramach rosyjsko-amerykańskiego programu ACOUS (*Arctic Climate Observations using Underwater Sound*), około 200 km na północ od Ziemi Franciszka Józefa na głębokości 60 m pod powierzchnią morza umieszczono ogromny nadajnik akustyczny. Przez 14 miesięcy wysyłał on co 4 dni specjalnie kodowane sygnały o bardzo niskiej częstotliwości 20,5 Hz. Wszystkie te sygnały (w sumie 107) odebrano w Morzu Lincolna w odległości 1250 km od nadajnika, a dwa z nich dotarły do punktu pomiarowego na Morzu Czukockim oddalonego od źródła o 2720 km (ten punkt nie zmieścił się na rysunku). Rezultaty były zaskakujące – w ciągu 5 lat od eksperymentu TAP średnia temperatura wody górnej warstwy Oceanu Arktycznego wzrosła o kolejne pół stopnia. Równoległe z programem ACOUS prowadzony był z użyciem amerykańskich atomowych okrętów podwodnych pięcioletni program badawczy SCICEX (*Scientific Ice Exercise*). Nieograniczona mobilność okrętów podwodnych operujących w oceanie pokrytym lodem umożliwiła zebranie danych z obszarów nigdy przedtem nie odwiedzanych przez człowieka. Między wieloma innymi pomiarami, zebrane zostały dane dotyczące pionowych profili temperatury i zasolenia. Bezpośrednio potwierdziły one wzrostową tendencję zmian temperatury wody, a pośrednio umożliwiły wyznaczenie tras propagacji fal akustycznych oraz rejonów mas wodnych przez nie spenetrowanych.

Oprócz aktywnego używania fal akustycznych do badań fizycznych ośrodka morskiego, prowadzi się również badania pasywne, czyli nasłuchuje się dźwięków wydawanych przez zwierzęta. Podstawą rozwoju komunikacji akustycznej waleni oraz innych ssaków morskich było ograniczenie ich zmysłu wzroku wskutek wysokiej absorpcji światła w wodzie. Używają one dźwięków różnej częstotliwości do nawigacji, komunikacji, polowań, a nawet zalotów. "Śpiew" waleni odgrywa ważną rolę w ich rozwoju i samopoczuciu, a nam pozwala śledzić ich społeczne zachowania oraz trasy ich wędrówek.

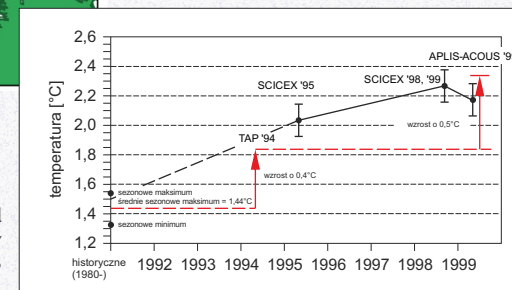


Przetwornik hydroakustyczny użyty w eksperymencie ACOUS.

SCICEX / TAP / APLIS-ACOUS Transarctic Sections



Lokalizacja programów pomiaru temperatury wód Oceanu Arktycznego.



Wzrost średniej temperatury wód Oceanu Arktycznego wyznaczony w programach TAP, ACOUS i SCICEX.

Ilustracje wg: P.Mikhalevsky, Acoustic Thermometry in the Arctic Ocean, <http://acoustics.mit.edu/dyerparty/Arctic%20Thermometry%20Dyer%20June%202007%20final.pdf>

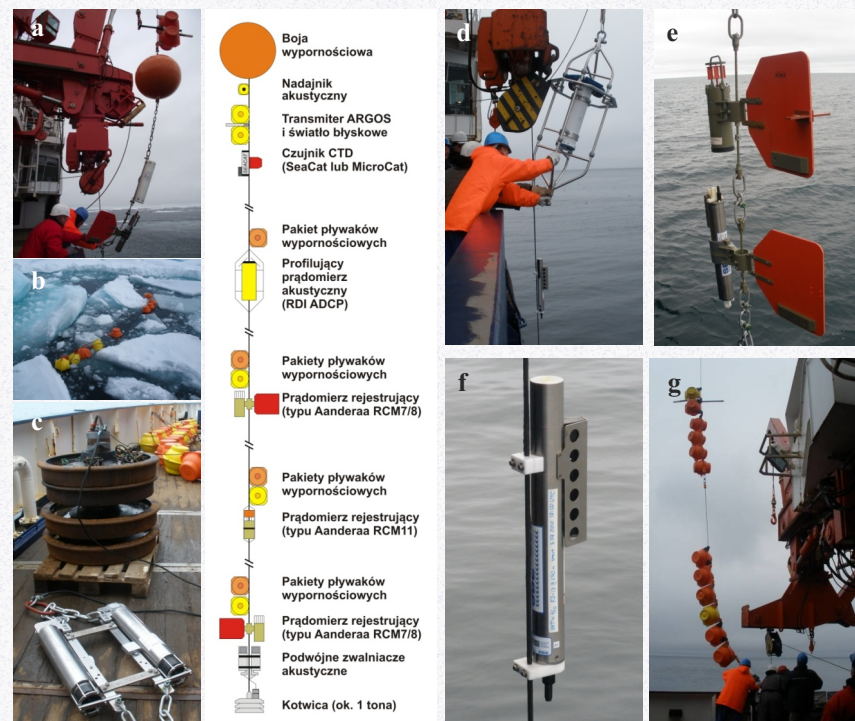
Ze względu na niedostępność, ciężkie warunki pogodowe i lodowe oraz oddalenie od terenów zamieszkałych, Ocean Arktyczny jest jednym z najmniej zbadanych rejonów kuli ziemskiej. Jeszcze w XIX wieku toczyły się dyskusje, czy jest on całkowicie lodem, czy wokół Bieguna Północnego znajduje się obszar otwartej wody. Dopiero w latach 1893-96 transarktyczny dryf uwięzionego w lodzie statku Fram udowodnił istnienie pokrywy lodu morskiego w interiorze Arktyki. Ta, prowadzona przez Fridtjofa Nansena wyprawa, była pierwszą ekspedycją naukową, która dostarczyła danych pomiarowych z głębokich basenów Oceanu Arktycznego.

Również obecnie podstawowym narzędziem badawczym pozostaje wyposażony w szereg nowoczesnych przyrządów pomiarowych i próbników statek. Temperatura i zasolenie wody morskiej, rozpuszczony tlen oraz prądy morskie mierzone są bezpośrednio w morzu. Próby wody pobierane na różnych głębokościach w czasie sondowań służą do laboratoryjnych oznaczeń parametrów biochemicznych. Nowoczesne sieci mają możliwość pobierania podczas jednego zaciągu prób biologicznych z wielu głębokości. Ze względu na warunki lodowe, w wysokiej Arktyce niezbędne są lodolamacze badawcze (jak Polarstern), podczas gdy w Morzach Nordyckich badania prowadzone są ze statków, operujących na krawędzi lodu (np. Lance czy Oceania). Długookresowe pomiary prowadzone są przy pomocy mooringów – zakotwiczonych na dnie i unoszących się w toni wodnej pionów pomiarowych. Wyposażone są one w instrumenty rejestrujące oraz pakiety baterii i pozostają w wodzie nawet do kilku lat. Dane dostępne są jednak dopiero po wydobyciu przyrządów, ponieważ lód uniemożliwia wyposażenie mooringów arktycznych w boje powierzchniowe, służące do satelitarnej transmisji danych. Prowadzone są prace nad przekazywaniem danych przez drogą akustyczną do nadajników umieszczonych na krach lodowych lub przenoszonych przez pojazdy podwodne.

Podczas Międzynarodowego Roku Polarnego (2007-2008) wprowadzono nowatorskie multidyscyplinarne obserwatoria, umieszczane na krach lodowych dryfujących przez Ocean Arktyczny. Czujniki na powierzchni kry dostarczają danych meteorologicznych oraz mierzą właściwości lodu, pod lodem zawieszony jest pion pomiarowy, rejestrujący temperaturę, zasolenie i prądy morskie do głębokości kilkuset metrów. Pozycja oraz dane z instrumentów przekazywane są drogą satelitarną do stacji lądowych. W wolnych od lodu Morzach Nordyckich wykorzystywane są unoszone przez prądy profilujące dryftery Argo.

Najnowsze przyrządy, dopiero wchodzące do eksploracji rejonów polarnych to autonomiczne pojazdy podwodne. Szczególną ich klasę stanowią glidery – podwodne szybowce, które w przeciwieństwie do pojazdów z mechanicznym napędem, zużywają minimalne ilości energii i mogą pozostawać w wodzie do kilku miesięcy. Siła napędowa glidera pochodzi ze zmian jego wyporności, a ruch postępowy zapewniają mu skrzydła nośne. Wyposażone w szereg czujników, glidery powoli nurkują wzdłuż sinusoidalnej trajektorii do maksymalnej głębokości 1000 m, a po wynurzeniu przesyłają zebrane dane drogą satelitarną do centrum sterowania i odbierają nowe polecenia.

Wśród nowoczesnych metod pomiarowych nie można pominąć ogromnej roli pomiarów satelitarnych. Prowadzone od początku lat 80-tych satelitarne obserwacje koncentracji lodu morskiego pozwoliły zaobserwować jedną z najbardziej drastycznych zmian klimatycznych ostatniego stulecia - gwałtowne kurczenie się pokrywy lodowej w Oceanie Arktycznym. Dzięki przełomowym technologiom, najnowszy satelita CryoSat-2, wyniesiony na orbitę w kwietniu 2010 roku, mierzy już nie tylko koncentrację (powierzchnię) lodu morskiego, ale również jego grubość (więc i objętość), powierzchniowe prądy morskie oraz wysokość fal.



Schemat mooringu z najczęściej używanymi przyrządami. Na zdjęciach pokazano (a) boje wypornościową z nadajnikiem akustycznym, (b) pakiety pływaków w lodzie, (c) kotwicę wraz z podwójnymi zwalniczami, (d) profilujący prądomierz akustyczny, (e) prądomierz rejestrujący z czujnikiem CTD, (f) czujnik CTD MicroCat oraz (g) wypuszczanie pakietów pływaków wypornościowych do wody (foto Anna Beszczyńska-Möller).



(a) Wodowanie autonomicznego glidera, (b) glider na powierzchni na tle lodolamacza badawczego Polarstern oraz (c) wypuszczanie podwodnego pojazdu z napędem mechanicznym (foto Anna Beszczyńska-Möller).



## Interakcje ocean-atmosfera-lód

Waldemar Walczowski

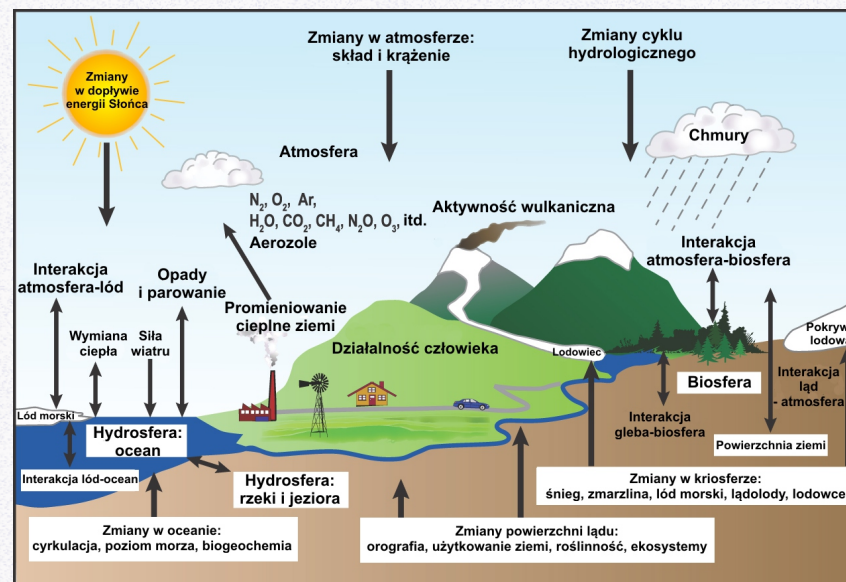
Klimat ziemski to skomplikowany układ różnych ośrodków oddziałujących wzajemnie na siebie. Te sfery, bo tak je nazywamy, akumulują, przemieszczają, transformują, czy odbijają ciepło, którym ogrzewa nas Słońce. Są to woda czyli hydrosfera, powietrze czyli atmosfera, lód morski i lądowy - kriosfera, lądy czyli litosfera, wreszcie przyroda ożywiona czyli biosfera. Pierwsze trzy z wymienionych są w Arktyce najważniejsze, a ich interakcje, skomplikowany system sprzężeń zwrotnych mają dla naszego klimatu znaczenie szczególne.

To dzięki cyrkulacji termohalinowej do Arktyki docierają olbrzymie ilości ciepła zawartego w wodzie atlantyckiej. Zimą w wysokich szerokościach geograficznych ciepło to oddawane jest do atmosfery i wypromieniowane w kosmos. W wolkach od lodu obszarach Morza Grenlandzkiego strumienie ciepła do atmosfery sięgają  $350 \text{ W/m}^2$ , co jest wielkością porównywalną ze średnim strumieniem radiacji słonecznej docierającej do górnych warstw atmosfery. Jest więc Arktyka olbrzymią chłodnicą ziemskiej maszyny termodynamicznej.

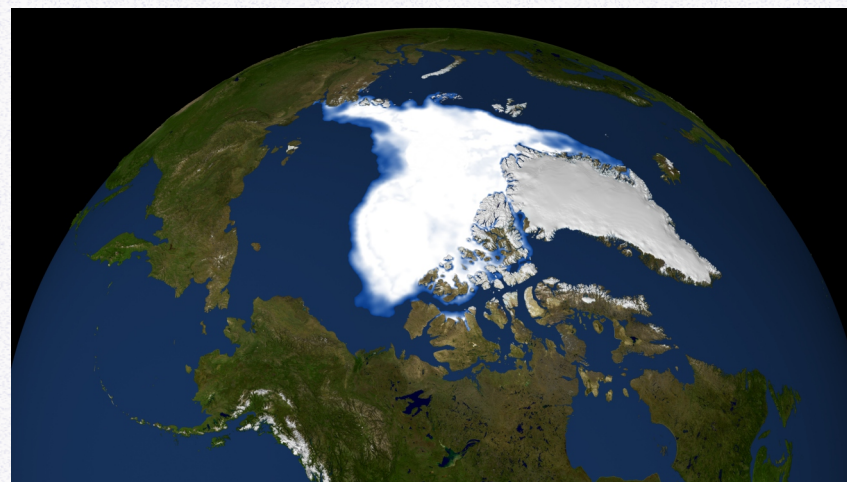
Ale latem nawet Arktyka nagrzewa się od słońca. A tutaj operuje ono przez całą dobę. Nagrzewa się powietrze, ziemia, topnieją lodowce, wzrasta temperatura powierzchniowej warstwy oceanu, topnieje część lodu morskiego. A latem rola lodu jest niezwykle istotna, bowiem ma on dużą zdolność odbijania promieni słonecznych; mówimy, że lód ma wysokie albedo. Przeciwnie woda - ocean potrafi pochłonąć ponad 90 % promieniowania, które pada na jego powierzchnię. Odbijając promieniowanie, lód nie pozwala więc nagrzać się oceanowi pod nim, zwraca energię słoneczną bezpośrednio w kosmos. Również latem jest więc Arktyka chłodnicą ziemskiego systemu klimatycznego.

W dobie kłopotów z nadmiarem energii zatrzymywanej przez atmosferę wskutek wzmożonego efektu cieplarnianego, krucha równowaga tej maszyny zdaje się być zachwiana. Nadmiar zatrzymanej energii jest naprawdę niewielki, rzędu  $1 \text{ W/m}^2$ , ale w dłuższej perspektywie czasowej może dać katastrofalne skutki. Już teraz obserwujemy bardzo szybki zanik lodu pokrywającego latem Ocean Arktyczny. Zmniejsza się powierzchnia lustra odbijającego promieniowanie, więc ocean gromadzi więcej ciepła. Zimą powstaje co prawda nowy lód, ale jest to "lód jednoroczny", cienki, łatwy do stopienia przez cieplejszą wodę oceaniczną, bardziej kruchy. Jedno z kół klimatycznych sprzężeń zwrotnych zamyka się; następnego lata cienki lód szybciej znika, ocean nagrzewa się jeszcze bardziej, efekt pogłębia się. Co prawda główną przyczyną zaniku lodu w Arktyce są zmieniające się wiatry i prądy morskie, które powodują szybszy dryf lodu do Morza Grenlandzkiego, ale tę zmianę również wiążemy między innymi ze wzrostem temperatury oceanu. Kolejne sprzężenie zwrotne.

Oczywiście nie znamy wszystkich mechanizmów rządzących klimatem. W dobie mody na kataklizmy lansowana jest teoria "katastrofy termohalinowej", wg. której wzmożony dopływ słodkiej wody uwalnianej z topniejących lodowców może utrudnić wymianę ciepła pomiędzy oceanem i atmosferą do tego stopnia, że ograniczy to produkcję wód głębinowych, opisaną w jednym z poprzednich rozdziałów. Bez tej produkcji, która jest jednym z "kół napędowych" cyrkulacji oceanicznej, prądy powierzchniowe osłabną, będą dostarczały na północ mniej ciepła i nadejdzie nowa epoka lodowcowa. Wydaje się jednak, że w XXI wieku ten scenariusz nam nie grozi.



Schemat komponentów ziemskiego systemu klimatycznego, jego procesów i interakcji (IPCC 2007, [http://www.ipcc.ch/publications\\_and\\_data/ar4/wg1/en/faq-1-2.html](http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/faq-1-2.html)).



Minimum zasięgu lodu morskiego Arktyki obserwowane w roku 2007 (NASA/Goddard Space Flight Center Scientific Visualization Studio)

## Zmiany klimatu a chemizm wód polarnych Janusz Pempkowiak

Ocieplenie klimatu, którego najłatwiej dostrzegalnym przejawem jest wzrost temperatury powietrza atmosferycznego i hydrosfery, nie wpłynie bezpośredniego na chemizm wody morskiej w Arktyce. Inaczej ma się sprawa ze skutkami pośrednimi ocieplenia. Zmiany w sferze biocenozy, oddziaływań łąd-morze i woda morska-osady denne oraz woda morska-atmosfera i kriosfera będą miały istotny wpływ na skład chemiczny wody morskiej.

**Oddziaływania łąd-morze.** Nastąpi wzrost ładunku substancji rozpuszczonych i zawieszonych, spływających do strefy brzegowej mórz arktycznych. Wzrost ładunku substancji biogenicznych przyczyni się do zwiększenia produkcji pierwotnej, a wzrost ładunku materii organicznej doprowadzi do intensyfikacji procesów zachodzących z jej udziałem (zmiana właściwości optycznych, kompleksowanie metali, absorpcja zanieczyszczeń przez fitoplankton, itd).

**Oddziaływania woda morska-atmosfera.** Wzrost stężenia ditlenku węgla doprowadzi do intensyfikacji pompy fizyko-chemicznej i wzrostu stężenia rozpuszczonego CO<sub>2</sub> w wodzie morskiej, a przez to do obniżenia jej pH. Zjawisko to będzie miało szczególnie istotne znaczenie dla organizmów bentosowych.

**Woda morska.** Wzrost temperatury, stężenia substancji biogenicznych, obniżenie pH wody może doprowadzić do zmiany w składzie gatunkowym i sukcesji głównych gatunków fitoplanktonu. Należy się spodziewać wzrostu produkcji pierwotnej oraz wzrostu biomasy organizmów także na wyższych poziomach troficznych. Wzrośnie stężenie rozpuszczonej i zawieszonej materii organicznej w wodzie morskiej oraz stężenie materii organicznej deponowanej w osadach dennych.

**Kriosfera.** Woda spływająca z topniejących lodowców może spowodować spadek zasolenia i zakłócenie w cyrkulacji termohalinowej i ujemne sprzężenie zwrotne z ociepleniem klimatu. Zmiana zasięgu i granic paku lodowego pociągną za sobą modyfikacje geografii takich zjawisk jak dopływ substancji z "wieloletniego" lodu morskiego, dopływ materii organicznej z glonów podlodowych, zmiany w transporcie materiału okrucowego i zawieszin z lodem morskim.

**Osady denne.** Nastąpi wzrost sedimentacji materii organicznej i węglanów do osadów dennych. Znaczne strumienie materii organicznej mogą spowodować lokalnie warunki anoksyczne lub, wręcz, beztlenowe. Wzrost strumienia CO<sub>2</sub> z osadów do wody przyczyni się do zakwaszenia warstwy nadosadowej wody. Poważne niebezpieczeństwo stanowi uwolnienie zasobów metanu zmagazynowanych w klatratkach. Ich destabilizacja może prowadzić do wzmożonej emisji metanu z powierzchni osadów dennych, wzrostu stężenia metanu w wodzie i w powietrzu atmosferycznym, oraz uwolnienia znacznych zasobów energii mechanicznej i cieplnej do środowiska w przypadku wybuchu metanu.

Trudno, bez skrupulatnych badań, ocenić prawdopodobieństwo i zakres zmian chemizmu wody morskiej na skutek ocieplenia. Zakwaszenie wody morskiej, modyfikacja piramidy troficznej, wzrost stężenia materii organicznej w wodzie będą pierwszymi przejawami zmian, które da się dostrzec i ocenić ilościowo. Niektóre z nich zostały omówione dokładniej na kolejnych stronach tego opracowania.



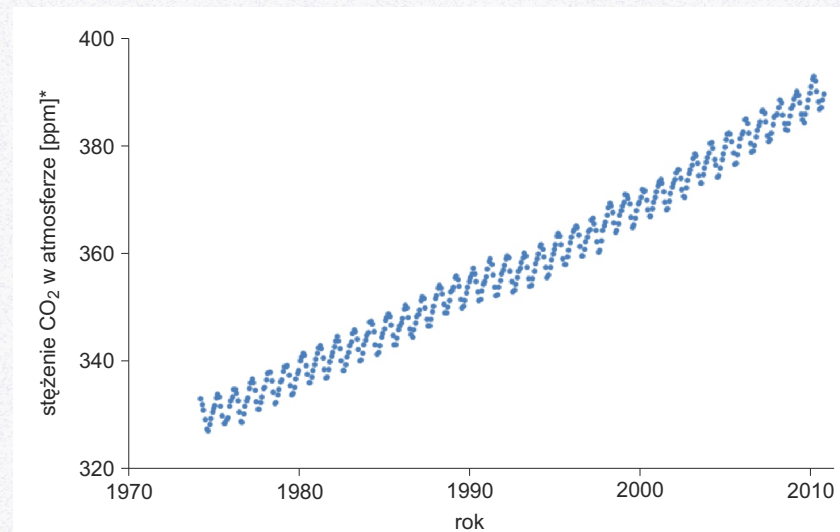
Schemat wpływu zmian globalnych na różne elementy arktycznego środowiska (foto tła A. Zaborska)

## Dwutlenek węgla i zakwaszanie

Karol Kuliński

Dwutlenek węgla ( $\text{CO}_2$ ) jest naturalnie występującym gazem w atmosferze Ziemi. Dzięki swoim właściwościom fizyko-chemicznym ma zdolność pochłaniania energii cieplnej i dlatego też jest zaliczany do tzw. gazów cieplarnianych, które umożliwiają utrzymywanie się na Ziemi temperatur pozwalających na rozwój życia. Jego stężenie w atmosferze jest zależne przede wszystkim od dwóch procesów: fotosyntezy, w trakcie której  $\text{CO}_2$  jest zużywany i oddychania, gdzie  $\text{CO}_2$  jest produktem. Ostatnie 150 lat to okres, w którym człowiek wkroczył w tzw. "erę przemysłową". Ogromny skok cywilizacyjny w tym czasie związany jest przede wszystkim z rozpoczęciem wykorzystywania na masową skalę paliw kopalnych (np. ropa naftowa, węgiel kamienny) do produkcji energii. Jest ona uzyskiwana w procesie spalania tych związków węgla, a jednym z produktów w tym procesie jest  $\text{CO}_2$ . Dwutlenek węgla jest również produktem ubocznym w trakcie wytwarzania cementu ze skał zawierających węglany. Człowiek produkując energię i cement uwalnia zatem do atmosfery  $\text{CO}_2$ , który był w postaci paliw kopalnych i skał węglanowych wyłączony z naturalnego obiegu miliony lat temu. Działalność człowieka przyczynia się tym samym do wzrostu stężenia  $\text{CO}_2$  w atmosferze, a przez to do globalnego wzrostu temperatury i zmian klimatycznych.

Globalny wzrost temperatury nie jest jedyną konsekwencją rosnącego stężenia  $\text{CO}_2$  w atmosferze. Inną jest tzw. zakwaszanie wody morskiej, czyli spadek jej pH. Woda morska ma relatywnie stały, lekko zasadowy odczyn pH o wartości, średnio, nieco ponad 8. Dwutlenek węgla rozpuszczony w wodzie morskiej tworzy kwas węglowy ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), który powoduje spadek pH. O ilości  $\text{CO}_2$  w wodzie morskiej, a tym samym również  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , decydują, podobnie jak w przypadku atmosfery, fotosynteza i oddychanie. Dodatkowo powierzchniowe wody są pod silnym wpływem tego, co dzieje się w atmosferze. Większość obszarów morskich w rejonie Arktyki pochłania  $\text{CO}_2$  z atmosfery. Im więcej jest  $\text{CO}_2$  w atmosferze, tym więcej pochłania go woda. Dodatkowo w rejonie Arktyki jest niska temperatura wody, a im niższa temperatura tym więcej  $\text{CO}_2$  się w niej rozpuszcza, podobnie zresztą jak większości innych gazów. Dodatkowym elementem wspomagającym pochłanianie  $\text{CO}_2$  z atmosfery w północnych rejonach Atlantyku jest fakt, że zachodzi tam proces tworzenia się mas wód głębinowych. Ciepłsze wody płyną na powierzchnię ze strefy równikowej do Arktyki, gdzie się ochładzają i opadają w głębinę. Razem z nimi transportowany jest rozpuszczony w nich  $\text{CO}_2$ . Proces ten działa zatem jak pompa zwiększająca pochłanianie  $\text{CO}_2$  z atmosfery. Zwiększające się stężenie  $\text{CO}_2$  w wodzie morskiej powoduje spadek pH. Ten z kolei jest niebezpieczny dla morskich organizmów, szczególnie tych, które budują swoje zewnętrzne szkielety z węglanów (np. planktonowe kokolitofory, czy osiadłe koralowce). Węglany bowiem w niskim pH ulegają rozpuszczeniu. Póki co zmiany pH są niewielkie. Ale w przyszłości, przy tak dużych emisjach  $\text{CO}_2$  do atmosfery w wyniku działalności człowieka, zakwaszanie oceanów może być realnym zagrożeniem dla organizmów morskich, a jednym ze szczególnie dotkniętych obszarów może być Arktyka.



Średniomiesięczne stężenia  $\text{CO}_2$  w atmosferze mierzone w laboratorium Mauna Loa na Hawajach; \*ppm (ang. *part per milion*) – ilość milionowych części, jakie stanowi  $\text{CO}_2$  w atmosferze.



Pobieranie próbek powierzchniowej wody morskiej do analiz chemicznych bezpośrednio z lodu morskiego (foto A. Zaborska).

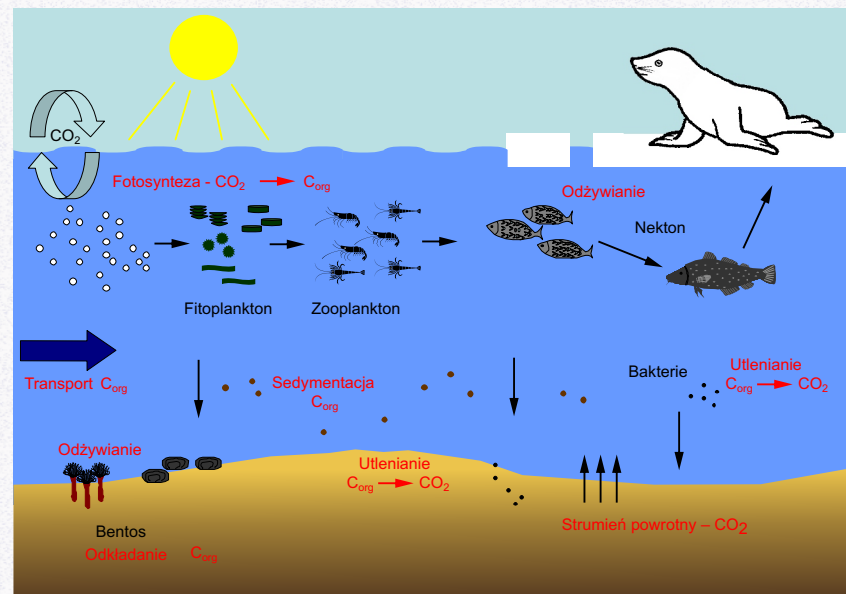
## Obieg węgla w Arktyce

Karol Kuliński, Agata Zaborska

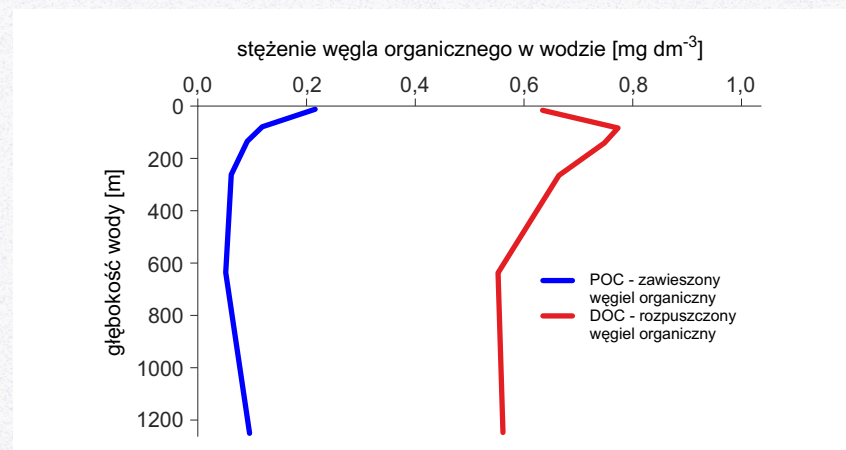
Mimo relatywnie małego stężenia węgla w skorupie ziemskiej, jest on niezwykle istotnym jej składnikiem. Jego duże znaczenie wynika przede wszystkim z faktu, że wchodzi on w skład wszystkich związków organicznych, które z kolei są podstawą funkcjonowania życia na Ziemi. Węgiel wchodzący w skład związków organicznych to tzw. węgiel organiczny ( $C_{org}$ ). Obok węgla organicznego występuje również węgiel nieorganiczny. Jego dominującymi składnikami są dwutlenek węgla ( $CO_2$ ) oraz skryształizowane w skałach lub rozpuszczone w wodzie sole: węglany ( $CO_3^{2-}$ ) i wodorowęglany ( $HCO_3^-$ ). Węgiel krąży pomiędzy wszystkimi trzema środowiskami: lądowym, morskim i atmosferą, a podstawowym nośnikiem w tym obiegu jest  $CO_2$ . Dwutlenek węgla jest zużywany w procesie fotosyntezy a produkowany w trakcie oddychania. Tak więc, o jego ilości w przyrodzie decyduje w dużej mierze świat ożywiony. Dwutlenek węgla jest zaliczany do tzw. gazów cieplarnianych mających zdolność do pochłaniania promieniowania ciepłego. W ostatnich dziesięcioleciach człowiek wyemitował do atmosfery znaczne ilości tego gazu, pochodzące przede wszystkim ze spalania paliw kopalnych i produkcji cementu, przyczyniając się tym samym do ocieplenia klimatu wraz ze wszystkimi jego konsekwencjami, m. in. topnieniem lodowców.

Arktyka jest jednym z najbardziej narażonych na zmiany klimatyczne obszarów na kuli ziemskiej. Stąd też wynika duże zainteresowanie naukowców tym rejonem, a szczególnie badaniami obiegu węgla. Z jednej strony badania naukowe wskazują, że część rejonów morskich i oceanicznych w Arktyce pochłania efektywnie  $CO_2$  z atmosfery zmniejszając tym samym jego rosnący wpływ na zmiany klimatyczne. Dzieje się tak ponieważ na obszarach tych działa bardzo wydajnie tzw. "pompa biologiczna" wzmocniana dodatkowo niską temperaturą wody ułatwiającą rozpuszczanie się w niej gazów (w tym  $CO_2$ ) z atmosfery. Pompa biologiczna jest napędzana przede wszystkim aktywnością fitoplanktonu – małych organizmów roślinnych żyjących w wodzie. Fitoplankton w trakcie fotosyntezy zużywa rozpuszczony w wodzie morskiej  $CO_2$  włączając go w sieć troficzną i przekształcając go w związki organiczne ( $C_{org}$ ). Materia organiczna wędruje w łańcuchu troficznym pomiędzy kolejnymi jego ogniwami. W trakcie życia oraz po obumarciu organizmów część związków organicznych zostaje utleniona w procesie oddychania, czego produktem jest m. in.  $CO_2$ . Jednak część martwej materii organicznej opada na dno, gdzie w osadach dennych zostaje wyłączona ze współczesnego obiegu węgla.

Z drugiej strony w rejonach arktycznych zlokalizowane są znaczne ilości węgla organicznego w tzw. wiecznej zmarzlinie – warstwie gleby, która jest stale zamrożona. Ocieplenie klimatu prowadzi do częściowego topnienia wiecznej zmarzliny i uwalniania z gleby związków organicznych, które wraz z wodami powierzchniowymi poprzez rzeki trafia do mórz i oceanów, gdzie może być utleniana do  $CO_2$ .



Schemat obiegu węgla w Arktyce. Węgiel nieorganiczny ( $CO_2$ ) jest zużywany przez fitoplankton w procesie fotosyntezy. Węgiel organiczny ( $C_{org}$ ) pochodzi głównie z produkcji pierwotnej (fitoplankton) i wtórnej (np. zooplankton, bentos). Dodatkowym źródłem węgla są prądy morskie, rzeki czy lód morski. Materia organiczna ulega utlenieniu w wodzie i osadach dennych, węgiel w formie nieorganicznej ( $CO_2$ ) powraca do kolumny wody (A. Zaborska, opracowanie własne).



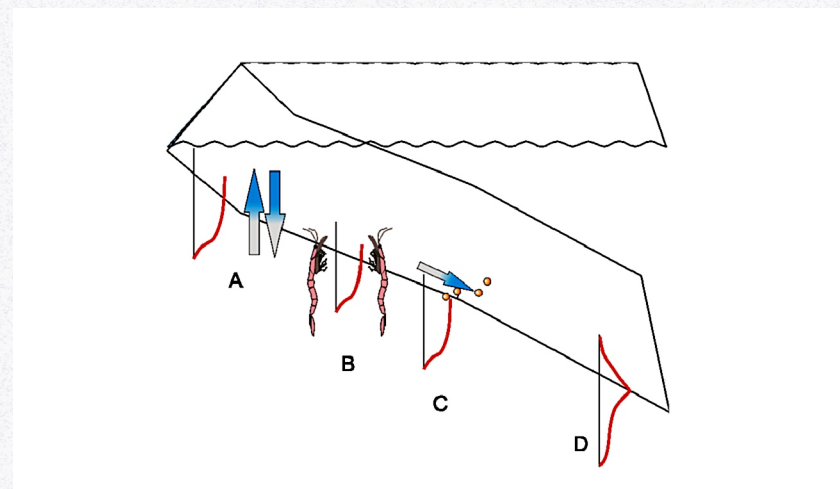
Wykres stężenia węgla organicznego rozpuszczonego w wodzie (DOC) i zawieszonego w wodzie (POC). Pomiarów dokonano na stacji badawczej na Morzu Grenlandzkim w 2010 roku. Stężenie węgla organicznego jest najwyższe w warstwie od 0 m do 80 m głębokości. Wiąże się to z intensywną produkcją pierwotną w warstwach powierzchniowych morza (A. Zaborska, opracowanie własne).

## Wymiana chemiczna między wodą i osadami

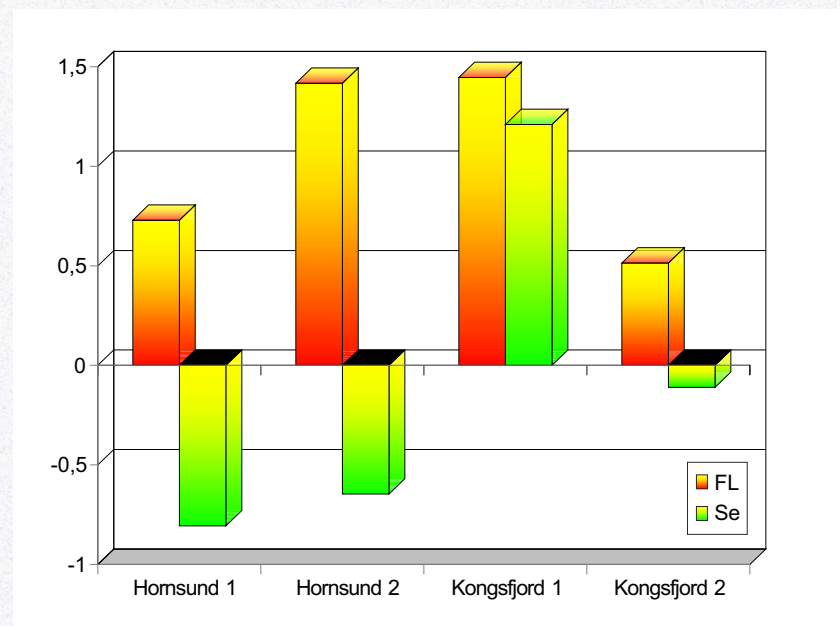
Jacek Beldowski

Proces uwalniania substancji np. biogenów, zanieczyszczeń i niektórych gazów (np. metanu) z osadów dennych do wody jest niezwykle trudny do ilościowego oszacowania. Substancje zawarte w osadach mogą trafiać z powrotem do wody w wyniku kilku procesów. Najważniejszy proces na wielu obszarach dna, zwłaszcza tych położonych głębiej, to dyfuzja molekularna. W wyniku procesów chemicznych i biochemicznych do wody porowej (znajdującej się pomiędzy ziarnami osadu) uwalniają się substancje zawarte w osadach. Prawa dyfuzji mówią nam, że stężenie substancji w wodzie będzie dążyć do równowagi – efektem jest stały, powolny przepływ w górę – do rejonu gdzie stężenia są niższe. W rejonach płytszych morza mamy dodatkowo do czynienia z procesami o wiele szybszymi – dyspersją, resuspensją i bioturbacją. Dyspersja zachodzi pod wpływem falowania – to nic innego jak rozpraszanie rozpuszczonych substancji. Jeśli na skutek skoków ciśnienia wody porowe przemieszczają się bezustannie w górę i w dół, to stężenia w górnych warstwach osadów i w wodzie naddennej staną się nieomal identyczne – to co zabrało by dyfuzji lata, dyspersja potrafi sprawić w tygodnie, a nawet godziny. Fale wiatrowe oczywiście będą oddziaływać na bardzo płytkie obszary, ale w Arktyce mamy także inne fale – pływy. Codzienny przyływ i odpływ powoduje zmiany ciśnienia nawet w głębszych obszarach dna, co znacznie zwiększa obszar działania dyspersji. Resuspensja różni się od dyfuzji i dyspersji – to innymi słowy erozja osadów. W jej wyniku pojedyncze ziarenka, lub nawet całe warstwy osadów unoszą się ponownie do wody. Substancje zawarte w wodach porowych trafiają od razu do wody naddennej. Proces ten może być wywołany przez fale ale również przez prądy przydenne, które w wodach pływowych mogą mieć całkiem spore prędkości. Ostatni z wymienionych procesów to bioturbacja, zachodzi w wyniku działalności organizmów żywych. Proces ten może powodować zarówno przemieszczanie wód porowych jak i wyrzucanie do wody ziarna osadów.

Naukowcy obserwują jedynie efekty tych wszystkich procesów – obserwując stężenia substancji w wodzie i osadach próbują oszacować strumienie wymiany osad-woda. W Arktyce, jedną z obserwowanych tak substancji jest rtęć, która w formie gazowej transportowana jest tam w atmosferze z uprzemysłowionych obszarów północnej półkuli. Jednym ze sposobów oszacowania prędkości wymiany rtęci pomiędzy osadem a wodą jest sprawdzenie ile z rtęci jest w formie rozpuszczonej, a ile jest związane z cząstkami. Oczywiście, im intensywniejsze procesy wymiany, tym więcej rtęci będzie rozpuszczonej. Na rysunku, przedstawiono sytuację w dwóch fiordach Spitsbergenu: Kongsfjordzie i Hornsundzie. Wartości ujemne prezentują przewagę form cząsteczkowych – a dodatnie rozpuszczonych. Literami FL oznaczono zawiesinę naddenną, a SED oznacza osad. Możemy zauważyć, że w zawieszynie widzimy przewagę form rozpuszczonych, zaś w osadzie, gdzie powinno być odwrotnie – sytuacja nie jest tak oczywista. Przyczyną takiej sytuacji są właśnie procesy wymiany osad-woda. Są na tyle intensywne, że rtęć, która głównie wiosną trafia do osadów, pozostaje rozpuszczona jeszcze przez długi czas. W obydwu rejonach cienka warstwa osadu powierzchniowego bogatego w rozpuszczoną rtęć, będzie dzięki bioturbacji, dyfuzji, resuspensji i dyspersji źródłem rtęci, dopóki nie przykryją jej następne warstwy osadów z pobliskich lodowców.



Procesy wymiany osad/woda: A) Dyspersja ; B) Bioturbacja; C) Resuspensja; D) Dyfuzja (J. Beldowski, opracowanie własne).



Podział rtęci między formę rozpuszczoną (dodatnie) a stałą (ujemne) w zawieszynie naddennej (FL) i osadzie (Sed) w Hornsundzie i Kongsfjordzie (J. Beldowski, opracowanie własne).

## Substancje biogeniczne w Arktyce

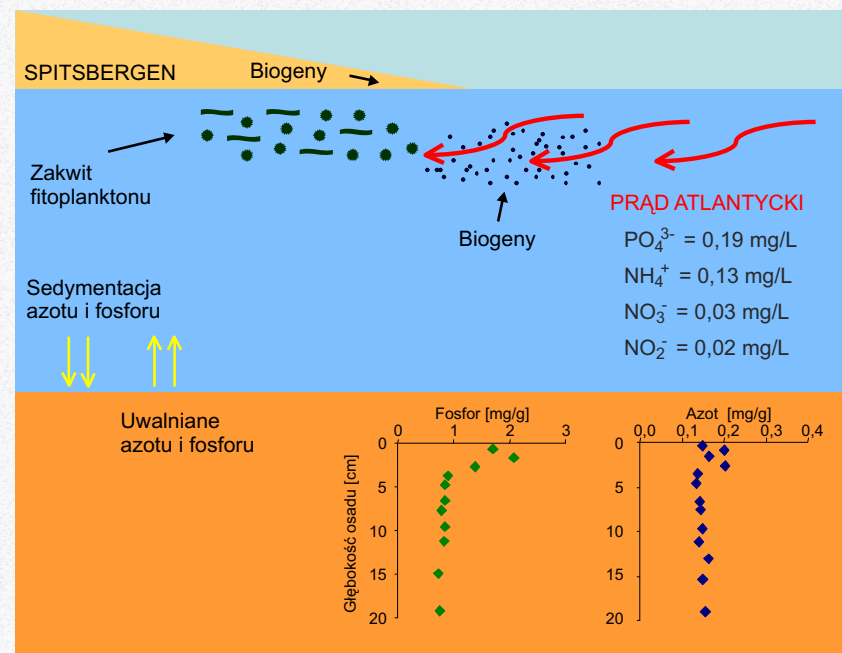
Beata Szymczycha

Substancje biogeniczne, czyli związki nieorganiczne fosforu, azotu i krzemu, potrzebne do rozwoju morskich roślin są nazywane składnikami odżywczymi. Stężenie związków biogenicznych w środowisku morskim jest zmienne, ze względu na ściśle powiązanie z cyklami życiowymi organizmów. Składniki odżywcze są pobierane z wody podczas wzrostu i rozmnażania się roślin, co powoduje czasowy spadek ich stężenia w toni wodnej. Po obumarciu roślin ich rozkład powoduje powrót jonów do roztworu. Biogeny mogą też brać udział w łańcuchu pokarmowym zwierząt morskich żywiących się roślinami. Te zwierzęta mogą również stać się pokarmem, a związki biogeniczne powracają do oceanów za sprawą rozkładu i dekompozycji dokonywanej przy udziale bakterii. Produkty przemiany materii tych zwierząt także powracają do środowiska morskiego, gdzie są rozkładane i ponownie służą roślinom i zwierzętom. Związki biogeniczne są nietrwałe i nie występują w stałym stosunku. Można natomiast wyróżnić obieg fosforu i azotu w środowisku wodnym.

W oceanach, w tym w Arktyce, związki biogeniczne pełnią rolę nawozów. Rozpuszczone związki biogeniczne dostarczane są do Arktyki głównie z dopływem wód z Oceanu Atlantyckiego i Oceanu Spokojnego oraz wraz z dopływem rzeczny. W strefie przybrzeżnej, w szczególności przy ujściach rzek można zaobserwować wzrost stężenia substancji biogenicznych. Stężenia substancji biogenicznych w kolumnie wody i osadach dennych w regionie Spitsbergenu są regulowane poprzez dopływ bogatych w składniki odżywcze wód pochodzenia atlantyckiego. Z tego powodu, uważa się, iż wzrost stężenia substancji biogenicznych w kolumnie wody morskiej może być wskaźnikiem pochodzenia wód. Wody atlantyckie będą wzbogacone w substancje biogeniczne natomiast wody arktyczne będą zawierać znacznie niższe stężenia tych substancji. Spadek stężenia składników odżywczych w oceanie arktycznym podczas dnia arktycznego czyli latem jest spowodowany wzmogoną produkcją pierwotną. Jednakże okres wegetacji jest tu dość krótki i ilość substancji biogenicznych rzadko spada poniżej poziomu koniecznego do rozwoju populacji roślin. Wzrost fitoplanktonu jest natomiast uzależniony od dostępności światła. Schemat dopływu substancji biogenicznych w rejonie Spitsbergenu przedstawiono na rysunku. Podano tam również stężenie związków biogenicznych w wodach pochodzenia atlantyckiego (wartości te zostały zmierzone latem 2010).

Warstwy powierzchniowe osadów dennych w okolicy Spitsbergenu charakteryzują się relatywnie wysokimi stężeniami fosforu oraz azotu całkowitego (organicznego i nieorganicznego). Fosfor i azot powstają w osadach dennych w wyniku reakcji utleniania materii organicznej. Substancje te uwalniane są z osadów dennych do wody przydennej. Z tego powodu w wodzie przydennej obserwujemy zwiększone ilości fosforu. Gdy w czasie zimy, wody arktyczne ulegają silnemu wymieszaniu, głębokie warstwy wód stanowią bogate źródło składników odżywczych dla powierzchniowych warstw wody. Wraz z głębokością w osadzie dennym stężenie fosforu i azotu maleje. Przykładowe wykresy przedstawiające zależność stężenia fosforu i azotu od głębokości w osadzie przedstawiono na rysunku. Co ciekawe, składniki odżywcze zawarte w osadach dennych w Arktyce charakteryzują się wyższymi stężeniami w porównaniu z innymi regionami, na przykład regionami tropikalnymi.

Substancje odżywcze dostają się do wód morskich w okolicy Spitsbergenu również ze splotu lądowego. Pochodzą one z odchodów ptasich, które są splukiwane przez wodę powstałą w wyniku topnienia śniegu bądź przez opady atmosferyczne. W pobliżu kolonii ptasich gleba i morskie osady dennie są silnie wzbogacone w związki azotu i fosforu.



Schemat dopływu substancji biogenicznych w rejon Spitsbergenu. Podano stężenie związków biogenicznych w wodach pochodzenia atlantyckiego (wartości te zostały zmierzone latem 2010). Na dolnych wykresach przedstawiono zależność stężenia azotu i fosforu i głębokości w osadach dennych (B. Szymczycha, opracowanie własne).



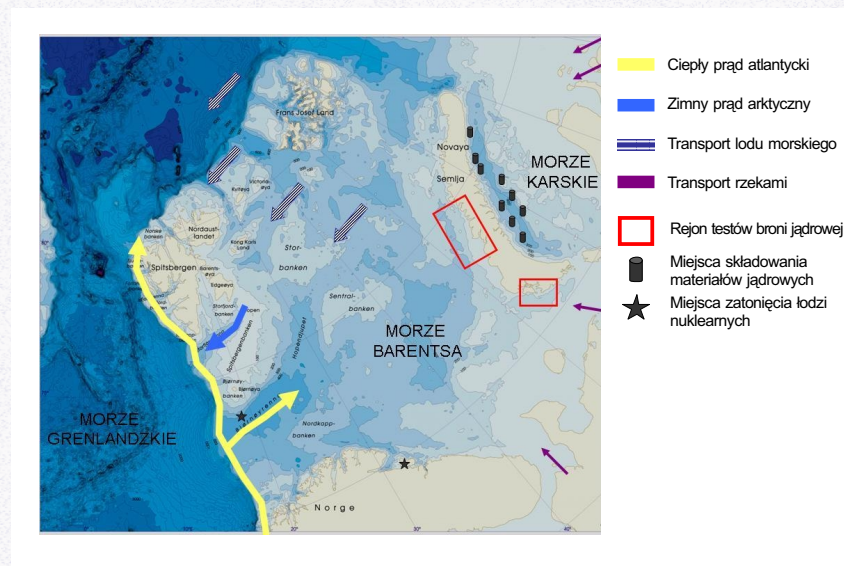
Wraz z ptasimi odchodami do fiordów na Spitsbergenie dostają się substancje biogeniczne: związki azotu i fosforu (foto A. Zaborska).

## Skąd w Arktyce biorą się zanieczyszczenia?

Agata Zaborska

Rejony polarne jako najmniej zurbanizowane, powinny być wolne od substancji powstających w wyniku działalności człowieka (antropogenicznych). Co ciekawe, pomimo to w Arktyce w powietrzu, lodzie, wodzie morskiej czy w osadach dennych znajduje się szereg zanieczyszczeń. Do najbardziej rozpowszechnionych należą izotopy promieniotwórcze (np. cez, pluton, technet), metale ciężkie (np. rtęć, ołów) i substancje organiczne (PCB, DDT, węglowodory aromatyczne). Zanieczyszczenia te pochodzą głównie z działalności przemysłowej, spalania paliw kopalnych (ropa, węgiel) a także z rolnictwa (pestycydy). Skąd w Arktyce biorą się zanieczyszczenia? Niestety, wiele substancji jest transportowanych z innych rejonów Ziemi na znaczne odległości wraz masami powietrza, prądami morskimi, dryftem lodu morskiego czy rzekami. Rtęć oraz substancje organiczne wyparowują do atmosfery w ciepłych rejonach Ziemi. W Arktyce, pod wpływem niskiej temperatury ulegają kondensacji i opadają na powierzchnię morza i lądu. Zjawisko to nazwa się efektem „konika polnego”. Izotopy promieniotwórcze pochodzące z testów jądrowych przeprowadzonych w latach sześćdziesiątych również są transportowane do Arktyki przez masy powietrza. Mimo, że zostały wyemitowane do atmosfery ponad 50 lat temu, z uwagi na długi okres rozpadu, są nadal deponowane z atmosfery. Inne drogi transportu zanieczyszczeń to prądy morskie, dotyczy to szczególnie substancji dobrze rozpuszczalnych w wodzie. Tu przykładem może posłużyć radioaktywny technet wydalany obecnie do środowiska z zakładów przeróbki paliwa jądrowego w Sellafield. Znaczne ilości substancji antropogenicznych dostają się do Arktyki wraz z dużymi, syberyjskimi rzekami (np. Jenisej, Ob, Lena). Ponieważ rzeki te przepływają przez silnie zurbanizowane rejony Rosji, dostarczają do Arktyki wiele toksycznych substancji np. PCB i metale ciężkie. Kolejnym środkiem transportu zanieczyszczeń jest lód morski. Zawiesina morska i osady dennie zawierające zanieczyszczenia antropogeniczne wmarzają w lód podczas jego powstawania u wybrzeży Syberii. Następnie taki „brudny lód” przenoszony jest w rejon Oceanu Arktycznego wraz z Dryftem Polarnym. Oprócz zanieczyszczeń transportowanych do Arktyki z innych rejonów Ziemi, lokalnym źródłem izotopów radioaktywnych jest rejon Nowej Ziemi i półwyspu Kolskiego. Miejsce to jest składowiskiem materiałów radioaktywnych, głowic atomowych, starych łodzi podwodnych. Na razie szkodliwe substancje nie przedostają się do środowiska, ale z czasem, gdy nastąpi korozja beczek i zbiorników, izotopy radioaktywne mogą dostać się do Morza Barentsa i Morza Karskiego. Lokalnymi źródłami zanieczyszczeń na Spitsbergenie są kopalnie węgla kamiennego oraz ludzkie osiedla. Źródła te mają jednak małe i regionalne znaczenie.

Niektóre zanieczyszczenia antropogeniczne mogą być szkodliwe dla zwierząt i ludzi zamieszkujących obszary polarne. Badaniem poziomu stężeń niebezpiecznych substancji oraz ich wpływu na organizmy w Arktyce zajmuje się obecnie wielu naukowców.



Schemat dopływu zanieczyszczeń do Arktyki. Na mapie pokazano kierunki głównych prądów morskich, dryfu lodu arktycznego, ujścia większych rzek. W pobliżu Nowej Ziemi oznaczono miejsca testowania i składowania materiałów jądrowych (A. Zaborska, opracowanie własne).



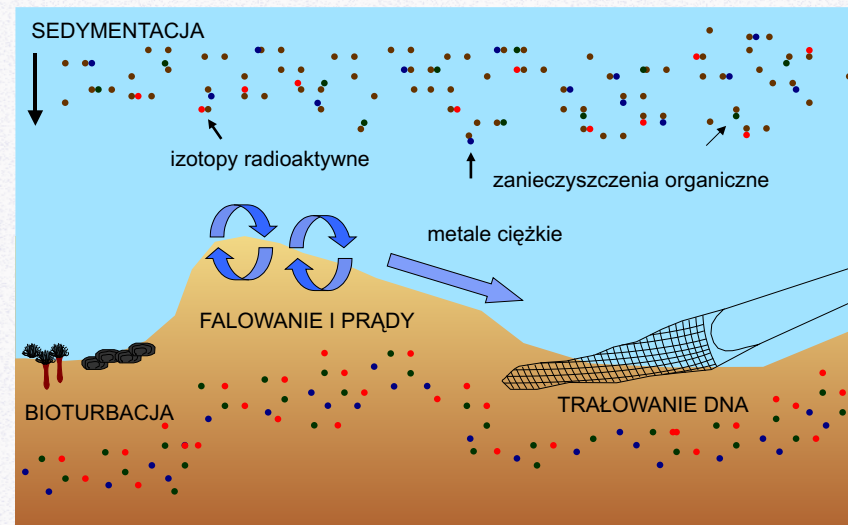
Brudny lód morski – środek transportu zanieczyszczeń antropogenicznych. Lód powstaje głównie u wybrzeży Syberii i transportowany jest do Oceanu Arktycznego Dryftem Polarnym (foto A. Zaborska).

## Osady dennie – magazyn zanieczyszczeń

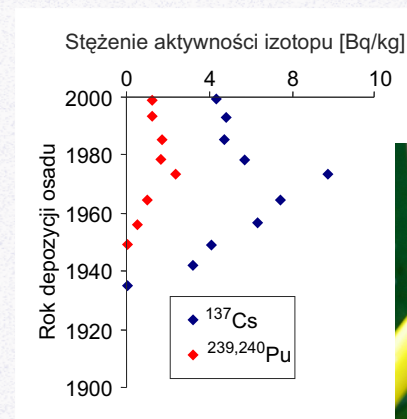
Agata Zaborska

Morskie osady dennie nazywane są ostatecznym magazynem zanieczyszczeń antropogenicznych. Tak jak wcześniej wyjaśnialiśmy zanieczyszczenia w Arktyce pochodzą z wielu źródeł: są transportowane z obszarów uprzemysłowionych masami powietrza, prądami morskimi czy wraz z lodem morskim. Arktyka otrzymuje więc szereg zanieczyszczeń pochodzących z całego świata. Z uwagi na swoje właściwości chemiczne, większość zanieczyszczeń jest adsorbowana czyli wiąże się z cząsteczkami organicznymi i mineralnymi zawiesiny morskiej. Zawiesina opada na dno morskie w procesie sedimentacji (powodowanym przez siłę grawitacji). W wyniku tego procesu zanieczyszczenia „lądują” na dnie i przysypywane są kolejną warstwą cząstek zawiesiny i następną. Niestety sedimentacja to powolny proces ale jest to sposób na „pozbycie” się zanieczyszczeń ze środowiska morskiego. Obecnie duże zanieczyszczenie środowiska np. izotopami promieniotwórczymi, powstałe w wyniku prób jądrowych, które miały miejsce w okresie Zimnej Wojny zostało już przysypane mniej zanieczyszczonymi osadami morskimi. Jest to dobrze widoczne na wykresach stężenia plutonu lub cezu w zależności od głębokości osadu dennego. Główny pik (najwyższe stężenie) izotopów promieniotwórczych znajduje się kilka centymetrów pod powierzchnią osadów. Jeśli dostarczymy teraz mniej zanieczyszczeń do środowiska, można liczyć, że morza się „oczyszczą” z części substancji antropogenicznych a zanieczyszczenia zostaną zmagazynowane w osadach dennych.

Niestety są też procesy, które mogą wymieszać osady dennie i spowodować powrót zanieczyszczeń do wody morskiej. Są to procesy fizyczne spowodowane przez czynniki naturalne np. prądy morskie, falowanie, rycie dna przez góry lodowe oraz procesy spowodowane przez czynniki biologiczne np. poruszające się i żerujące w osadach organizmy, tzw. bioturbacja. Na te czynniki nie mamy wpływu, jednak intensywna działalność człowieka również powoduje mieszanie osadów i powrót zanieczyszczeń do wody. Duży wpływ na osady dennie ma trałowanie dna w celu łowienia ryb i organizmów przydennych (np. krewetek). Budowa konstrukcji morskich takich jak na przykład platformy wiertnicze również przyczynia się do naruszenia struktury osadów dennych i może być niekorzystne dla środowiska morskiego.



Schemat dopływu zanieczyszczeń antropogenicznych do dna morskiego w wyniku sedimentacji. Zanieczyszczenia mogą być wprowadzone z powrotem do kolumny wody w wyniku procesu mieszania osadów dennych przez czynniki fizyczne lub biologiczne (A. Zaborska, opracowanie własne).



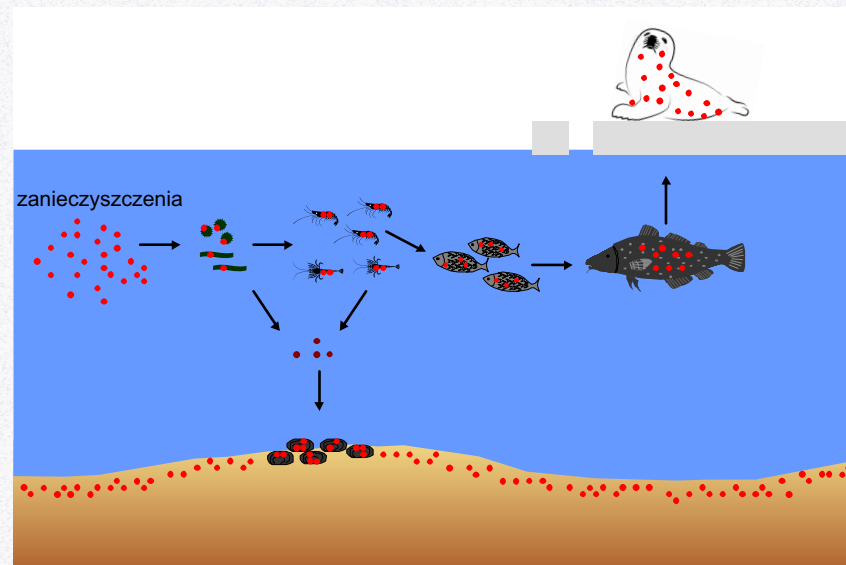
Rdzeń osadów dennych z widocznymi organizmami (ukwiałami) zamieszkującymi dno morskie. Organizmy te są bardzo aktywne i mają zdolność do mieszania osadów dennych (foto A. Zaborska).



## Substancje toksyczne w organizmach arktycznych Agata Zaborska

Niektóre zanieczyszczenia antropogeniczne (pochodzące z działalności człowieka) mogą być substancjami toksycznymi dla organizmów żywych. W przypadku organizmów zamieszkujących morza polarne najbardziej niebezpieczne są rtęć i kadm, zanieczyszczenia organiczne (PCB, DDT, niektóre węglowodory aromatyczne) oraz niektóre izotopy promieniotwórcze (np. cez, pluton). Zanieczyszczenia te, tak jak to było wcześniej opisane, transportowane są do Arktyki z uprzemysłowionych rejonów Ziemi. W wodach morskich niektóre zanieczyszczenia antropogeniczne występują w formach biodostępnych czyli mogą być pobierane przez organizmy morskie drogą kontaktową, oddechową i pokarmową. W przypadku drogi pokarmowej pobierane są substancje doczepione do cząstek materii organicznej oraz substancje zakumulowane w organizmach z niższych poziomów troficznych. Większość ze szkodliwych substancji to związki dość trwale, których organizm nie może rozłożyć ani usunąć, gdyż są nierozpuszczalne w wodzie a dobrze rozpuszczalne w tłuszczach. Substancje toksyczne mają więc tendencję do gromadzenia się w tkankach organizmów czyli bioakumulacji. Związki toksyczne niekorzystnie wpływają na organizmy morskie, mogą mieć działanie rakotwórcze, zaburzają pracę układu hormonalnego, nerwowego. Nie dość, że gromadzą się w organizmach to jeszcze ulegają biomagnifikacji w łańcuchu pokarmowym. Proces biomagnifikacji sprawia, że substancja toksyczna przechodząc przez kolejne poziomy łańcucha pokarmowego ma coraz wyższe stężenia. Im dłuższy jest łańcuch pokarmowy tym bardziej zwielokrotniane są stężenia substancji toksycznych. Współczynnik biomagnifikacji to stosunek stężenia substancji toksycznej w organizmie do stężenia tej substancji w pokarmie. Na przykład dla rtęci, dla pary foka – ryba wynosi on 163 a dla pary wieloryb – ryba nawet 305.

Zanieczyszczenia antropogeniczne niekorzystnie wpływają na organizmy morskie, ale poprzez proces biomagnifikacji mogą wpływać niekorzystnie również na człowieka. Ludy północy np. Eskimosi, żywiący się rybami, fokami, wielorybami i niedźwiedziami polarnymi są szczególnie narażone na zatrucia rtęcią czy PCB. Badania pokazują, że najwyższe stężenia substancji antropogenicznych w Arktyce zostały zmierzone w tkankach Inuitów zamieszkujących Grenlandię. Substancje toksyczne obecne w ekosystemie arktycznym mogą, poprzez spożywany pokarm, sprzyjać powstawaniu nowotworów, chorób układów immunologicznego, nerwowego, hormonalnego, uszkodzenia wątroby, bezpłodności, a także uszkodzeniu płodu u kobiet w ciąży.



Na schemacie przedstawiono zjawisko bioakumulacji i biomagnifikacji substancji toksycznych przez organizmy arktyczne. Biomagnifikacja sprawia, że substancja toksyczna przechodząc przez kolejne ogniwa łańcucha pokarmowego ma coraz wyższe stężenia.



Foki silnie akumulują zanieczyszczenia organiczne np. PCB i nieorganiczne np. rtęć (foto A. Zaborska).

## Ropa naftowa w Arktyce

Aleksandra Szczepańska

Wskutek ocieplenia klimatu i co za tym idzie topnienia pokrywy lodowej w Arktyce, wzrasta strategiczne znaczenie energetycznych zasobów naturalnych i szlaków transportowych w tym rejonie. Przeprowadzone przez norweskich i amerykańskich geologów wstępne badania dowodzą, że w Arktyce znajduje się 25% światowych zasobów energetycznych, w tym aż 10% zasobów ropy naftowej. Stanowi to w przybliżeniu 90 mld baryłek ropy naftowej oraz 50 bln metrów sześciennych gazu ziemnego. Pierwsze złoża ropy naftowej w rejonie Morza Arktycznego odkryto już w latach 60 XX wieku, a od roku 1971 trwają pierwsze odwierty. Dokładne ilości tego cennego surowca nie są jednak znane, wciąż dowiadujemy się o nowych pokładach ropy naftowej. Ostatnie doniesienia wskazują na ogromne ilości ropy naftowej na Morzu Barentsa, szacowane na około 200-300 mln baryłek, będące zasobami dwóch należących do Norwegii bliźniaczych złóż Havis i Skrugard.

Bogate w ropę naftową dno Morza Arktycznego stało się punktem zainteresowań i przyczyną powstania tzw. "zimnej wojny o Arktykę", w której uczestniczy pięć państw mających do niej dostęp: Stany Zjednoczone, Rosja, Kanada, Dania i Norwegia. Przyczyną tego problemu jest brak statusu prawnego tego terytorium. Istnieją dwie teorie. Pierwsza dotyczy teorii pełnego morza, czyli panuje wolność żeglugi, rybołówstwa, badań naukowych, tak jak na pełnym morzu. Druga jest teorią tzw. sektorów, zgodnie z którą państwo rości sobie prawo do obszarów Arktyki, do których przylega. Granice poszczególnych sektorów są wyznaczane przez biegun północny oraz linie przeprowadzone od krańcowego punktu wschodniego i zachodniego terytorium lądowego danego państwa.

Rywalizacja o obszary arktyczne wzrosła w wyniku rosyjskiej wyprawy "Arktyka 2007". Podczas tej ekspedycji na dnie morza została umieszczona rosyjska flaga, a Rosjanie ogłosili, że posiadają dowody na przynależność znacznego obszaru Arktyki do Federacji Rosyjskiej. Chodziło o tzw. Grzbiet Łomonosowa, który wg rosyjskich wyników badań jest przedłużeniem syberyjskiego szelfu kontynentalnego. W odpowiedzi Kopenhaga ogłosiła, że Grzbiet Łomonosowa jest przedłużeniem duńskiego terytorium Grenlandii. Natomiast Kanada poinformowała o planach utworzenia na północnym krańcu Wysp Baffina nowego portu wojskowego. Od października 2007 trwają rozmowy między państwami sporu, który do tej pory nie został zażegnany, a który wg niektórych źródeł może przekształcić się w konflikt zbrojny.

Wydobycie ropy naftowej w obszarach arktycznych budzi znaczny niepokój obrońców przyrody i naukowców. Ze względu na panujące w Arktyce warunki klimatyczne, zahamowanie ewentualnego wycieku przy użyciu obecnej technologii jest niemożliwe. Ropa w zimnych wodach wchodzi w interakcję z lodem, przenika w jego strukturę, przez co może być transportowana na znaczne odległości od miejsca wycieku. Usunięcie jej z lodowatej wody jest znacznie trudniejsze i może doprowadzić do katastrofy ekologicznej. Przykładem jest wypadek tankowca Exxon Valdez u wybrzeży Alaski (1989), którego skutki obserwowane są do dzisiaj.



Platforma wiertnicza w północnej Norwegii (foto B. Szymczycha).



W 2007 roku Rosjanie umieścili flagę na dnie Oceanu Arktycznego określając przynależność Grzbietu Łomonosowa do rosyjskiego terytorium (foto Association of Russian Polar Explorers).



Pięć państw: Stany Zjednoczone, Rosja, Kanada, Dania i Norwegia toczy "zimną wojnę o Arktykę". Na mapie pokazano sektory umownie "należące" do wymienionych krajów oraz sporne terytorium (obszar zakreślony) Grzbietu Łomonosowa (rys. S. Węślowski).

## Klatraty metanu w Arktyce

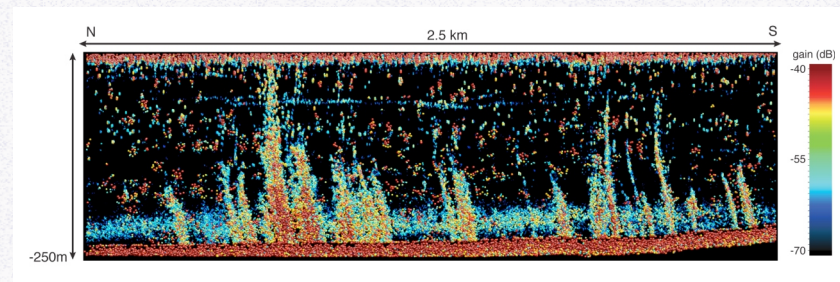
Jacek Piskozub

Metan ( $\text{CH}_4$ ) jest drugim najważniejszym antropogenicznym gazem cieplarnianym. Jego głównym naturalnym źródłem są mokradła, natomiast do źródeł antropogenicznych należą uprawy ryżu, spalanie biomasy, produkcja energii i wysypiska śmieci. Stężenie atmosferyczne metanu obecnie jest generalnie dwa razy wyższe niż w epoce przedindustrialnej. W ostatnich czterech latach stężenie metanu zaczęło ponownie rosnąć. Skoncentrowało to uwagę świata nauki na cyklu metanu, a szczególnie metanu w Arktyce. Wzrost temperatury w tym rejonie świata, w czasie ostatnich kilkudziesięciu lat jest znacznie szybszy niż średnia światowa, i może on zdestabilizować dwa ogromne zbiorniki węgla w Arktyce: wiecznej zmarzliny i klatratów metanowych znajdujących się pod dnem morza.

Ogromne połacie lądu w Arktyce, głównie na Syberii, północnej Kanadzie i na Alasce, pokryte są warstwą wiecznej zmarzliny: gleby i osadów zawierających zamrożone substancje organiczne. Substancje te w odpowiednich warunkach, mogą być zamienione w metan przez bakterie beztlenowe. Uważa się, że już tylko trzy powierzchniowe metry gleby objętej wieczną zmarzliną zawierają około 1000 Pg węgla, który mógłby zostać przekształcony w 300 razy więcej metanu niż jest obecnie w atmosferze ziemskiej. Ilość ta przewyższa stokrotnie obecne roczne emisje antropogeniczne ditlenku węgla i metanu łącznie. Ocieplenie powierzchni lądu w obszarze wiecznej zmarzliny może doprowadzić do jej nieodwracalnego rozmrożenia działając jako dodatnie sprzężenie zwrotne wzmacniające efekt cieplarniany. Niedawno naukowcy oszacowali, że wieczna zmarzlina zacznie być źródłem metanu po roku 2020, a w ciągu najbliższych dwu stuleci jej powierzchnia w Arktyce zmniejszy się o 29-59%.

Drugim możliwym źródłem metanu w Arktyce są złoża klatratu metanowego pod dnem morza. Metan produkowany przez mikroorganizmy w osadzie jest uwięziony w strukturze krystalicznej zamarzającej wody, tworząc wodzian metanu. Pod chłodnymi wodami Oceanu Arktycznego klatraty są stabilne poniżej głębokości około 300 metrów. Ostatnio strumienie pęcherzyków metanu pochodzące z dna morskiego zostały zaobserwowane niedaleko zachodnich brzegów Spitsbergenu oraz na wodach Syberii Wschodniej. W przypadku odgazowywania przy brzegach Syberii Wschodniej, stwierdzono nawet wyciek metanu do atmosfery (obszar wypływu metanu do atmosfery miał średnicę 1000 m). Nie jest jeszcze jasne, czy odgazowywanie metanu na obu tych obszarach jest skutkiem niedawnego ocieplenia oceanów czy też długotrwałych procesów rozpoczętych z końcem ostatniego zlodowacenia. Nie jest nawet pewne, czy źródłem chmur pęcherzyków metanu są klatraty metanowe gdyż nie udało się dotychczas przeprowadzić badań izotopowych wyciekającego metanu.

Nie wiadomo zatem, czy niedawne odkrycia wycieków metanu w rejonie Arktyki są po prostu wynikiem lepszych metod badawczych, czy wycieki te odzwierciedlają naturalną zmienność jego emisji, czy też stanowią nowe źródło metanu (wywołane przez topnienie wiecznej zmarzliny i / lub dysocjacji hydratów gazowych). Niedawne wznowienie wzrostu stężenia atmosferycznego metanu przypisywane jest głównie źródłom tropikalnym, a wiele procesów regulujących wielkość strumieni metanu jest nadal słabo zbadana.



Pióropusze pęcherzyków metanu wydobywające się z dna morskiego na zachód od Spitsbergenu obserwowane przy pomocy sonaru z pokładu RSS James Clark Ross latem 2008 roku. Jak widać jeden z pióropuszy sięga niemal do powierzchni morza (szczytu rysunku). Reprodukacja za zgodą Westbrook, G. K., et al.(2009) Geophys. Res. Lett., 36.



Pod kwitnącą tundrą kryje się wieczna zmarzlina, zbiornik olbrzymich ilości węgla organicznego (foto A. Rozwadowska).

## Formowanie się Arktyki

Marek Zajączkowski

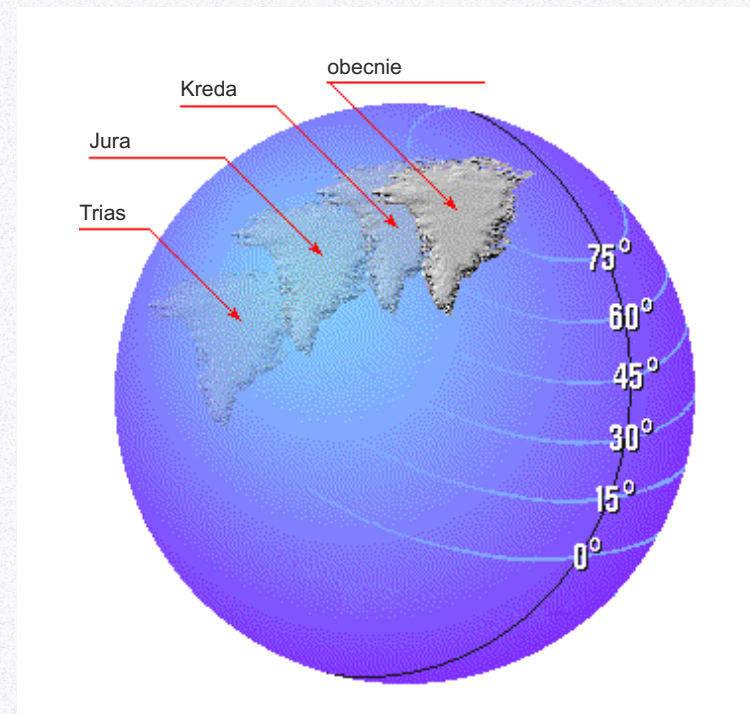
Pisząc o geologicznej historii Arktyki, czy nawet tylko jej europejskiej części nie można pominąć dwóch zasadniczych kwestii – uniwersalnych dla naszej Planety.

Nie ma stałych punktów na Ziemi, jej powierzchnia znajduje się w ciągłym ruchu, co jest efektem zjawiska nazywanego w geologii "tektoniką płyt". Prędkość z jaką poruszają się poszczególne płyty waha się od kilku milimetrów do nawet 10 centymetrów na rok.

Drugą zasadniczą kwestią jest to, że płyty kontynentalne zbudowane są z innego materiału niż płyty oceaniczne. Kontynentalna część skorupy ziemskiej jest gruba i lekka w związku z czym znacznie wystaje nad poziom morza, płyty oceaniczne zaś są cienkie i ciężkie, w związku z tym pozostają na dnie oceanów. Płyty kontynentalne są trwałymi i starym elementem skorupy ziemskiej. Płyty oceaniczne są młode i tymczasowe, powstają w rejonie grzbietów oceanicznych (strefa ryftu), przesuwają się (*spreading*) i ostatecznie zapadają się w głąb skorupy ziemskiej w strefach subdukcji, czyli w miejscach styku z płytami kontynentalnymi. Proces ten powoduje również ciągłe przesuwanie płyt kontynentalnych, a czasem ich kolizje.

Ocean Arktyczny jest również miejscem omówionych powyżej procesów. Dzieli się na dwa podstawowe baseny Euro-Azjatycki i Amerykańsko-Azjatycki (Kanadyjski), chociaż autorzy nowszych opracowań wydzielają dodatkowo basen Norwesko-Grenlandzki jako odrębną, podstawową jednostkę. Wydzielenie dwóch pierwszych basenów zostało dokonane wzdłuż nieaktywnego Grzbietu Łomonosowa. W rzeczywistości skorupa ziemską pękła w centralnej części Arktyki w kenozoiku wzdłuż Grzbietu Gakkela (Nansena) odsuwając Grzbiet Łomonosowa od Morza Barentsa. Proces ten trwa do dzisiaj, chociaż jest bardzo powolny, ok. 2,6 mm na rok. Basen Norwesko-Grenlandzki leży pomiędzy Grenlandią a północno-zachodnim szelfem Europy. Dno w tym miejscu stanowi typową strukturę oceaniczną ze strefą ryftu w środku, której północnym przedłużeniem jest Grzbiet Gakkela. W południowej części ryftu, w rejonie Islandii ma miejsce rozległa plama gorąca oraz liczne uskoki transformujące, co powoduje dużą dynamikę procesów tektonicznych w tym miejscu.

Procesy tektoniczne formujące rejon północnego Atlantyku oraz Arktyki rozpoczęły się w późnej kredzie (około 90 milionów lat temu) ale początkowo strefa ryftu północnoatlantyckiego biegła na zachód od Grenlandii odsuwając ją od płyty północnoamerykańskiej wzdłuż Morza Labradorskiego. W tym czasie Grenlandia stanowiła odrębny kontynent. Dopiero na przełomie paleocenu i eocenu (około 55 milionów lat temu) uaktywnił się ryft na północny-wschód od Grenlandii tworząc między innymi Grzbiet Gakkela. W ciągu następnych 20 milionów lat procesy tektoniczne na wschód od Grenlandii zatrzymały odsuwanie Grenlandii od Ameryki Północnej i rozpoczęły formowanie Arktyki europejskiej zwiększając odległość pomiędzy północno-zachodnim skłonem szelfu Europy a wschodnią Grenlandią. Ostatecznie płyta Grenlandii przesunęła się w kierunku Ameryki i dzisiaj obie płyty uważane są za jedną jednostkę kontynentalną.



Zmiany położenia Grenlandii względem Bieguna Północnego (opracowanie wg różnych źródeł, rys. S. Węslawski)



foto J.M. Węslawski

## Rzeźba dna morskiego

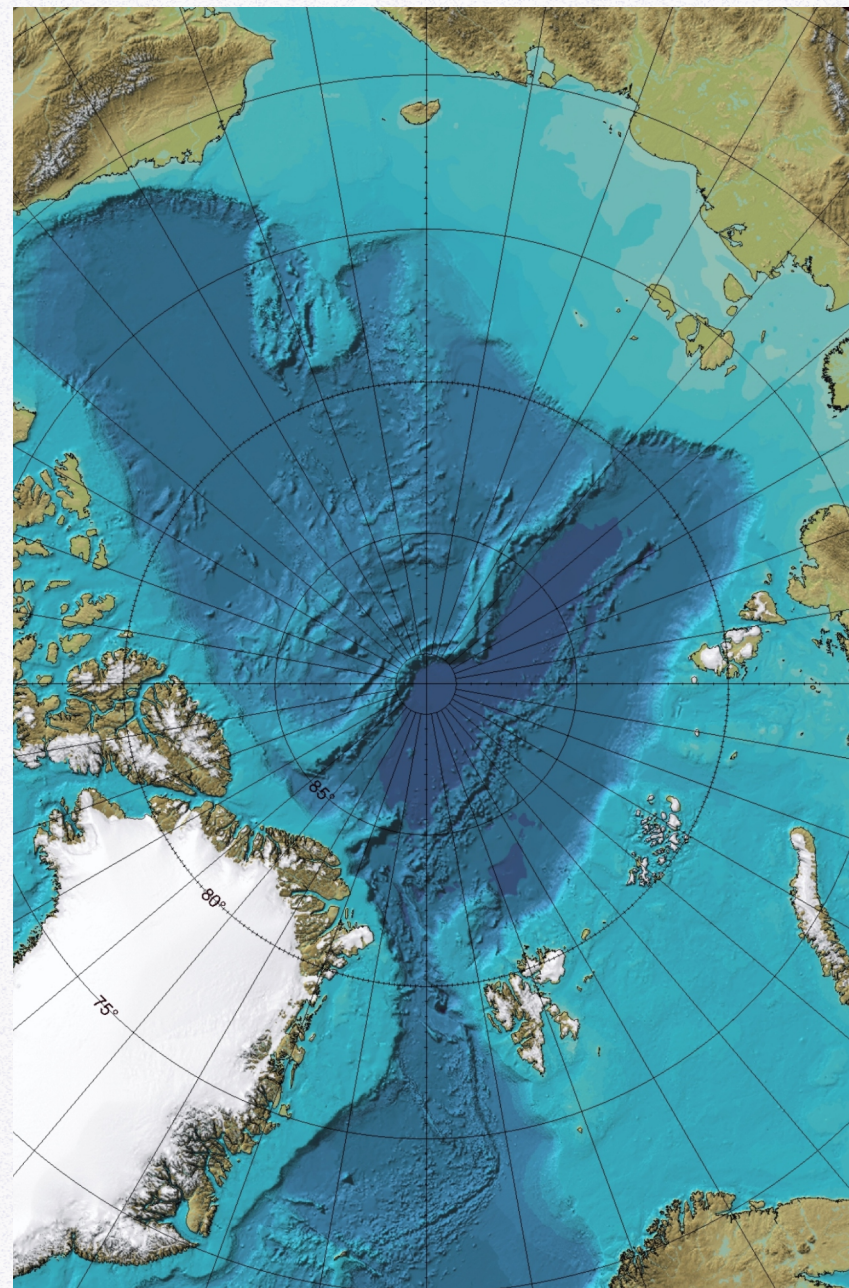
Marek Zajączkowski

Ocean Arktyczny otoczony jest ze wszystkich stron kontynentami Europy, Azji i Ameryki. Jego powierzchnia wynosi około 14 056 000 km<sup>2</sup> a bardzo rozwinięta linia brzegowa liczy 45 389 km.

Jak wspomniano w tym opracowaniu Grzbiet Łomonosowa biegnący od Wyspy Ellesmere'a do Wysp Nowosyberyjskich rozdziela Ocean Arktyczny na dwa baseny o głębokościach wahających się między 4000 a 4500 m. Najgłębsze miejsce 5 450 m znajduje się w części Euroazjatyckiej natomiast po zachodniej stronie Grzbietu Łomonosowa, na Morzu Beauforta maksymalna głębokość wynosi 4 683 m.

W Basenie Amerykańskim Grzbiet Alpha łączący się z Grzbietem Mewndelejewa (od Wyspy Ellesmere'a po Wyspę Wrangla) rozdziela dwa mniejsze baseny Makarowa i Kanadyjski. Pomiędzy Grzbietami Łomonosowa i Gakkel'a rozciąga się Basen Frama a dalej na południe Basen Nansena. Ten niezwykle rozbudowany układ grzbietów oceanicznych na obszarze Arktyki jest wynikiem dużej aktywności tektonicznego regionu, co z kolei skutkowało częstymi zmianami w środowisku Arktyki w przeszłości. Takie wydarzenia jak tektoniczne otwarcie Cieśniny Frama zwiększało napływ wód Atlantyckich do Oceanu Arktycznego. Eustatyczne zmiany głębokości w Cieśninie Beringa, regulowały wymianę wód z Oceanem Spokojnym a czasem, pozwalały na migrację ludzi przez tę cieśninę z Azji do Ameryki. Na Oceanie Arktycznym znajdują się również liczne wyspy, zajmujące powierzchnię 3,8 mln km<sup>2</sup>. Największe z nich to Grenlandia, Ziemia Baffina, Nowa Ziemia, Spitsbergen, Wyspa Ellesmere'a, Banksa, Wiktorii, Księcia Walii.

W obrębie współczesnego Oceanu Arktycznego wydziela się 11 mórz: Morze Baffina, Morze Barentsa, Morze Beauforta, Morze Białe, Morze Czukockie, Morze Grenlandzkie, Morze Karskie, Morze Lincolna, Morze Łaptiewów, Morze Peczerskie i Morze Wschodniosyberyjskie. Większość z nich to morza szelfowe o stosunkowo niewielkiej głębokości, co oznacza, że w okresach gdy poziom oceanu globalnego był niższy, część tych mórz stanowiło nadmorskie równiny. Obecnie Ocean Arktyczny otoczony jest największym na Ziemi obszarem szelfowym. Rosyjska część szelfu kontynentalnego dzieli się na trzy części: Barentsa, Syberyjską oraz Czukocką. Obszary szelfowe są szczególnie czułe na zmiany poziomu wód oceanicznych, zmiany dostawy wód słodkich z łąd a wraz z nimi materiału osadowego transportowanego przez rzeki. Stanowią swego rodzaju filtry zatrzymujące większość materiału mineralnego erodowanego na łądzie jak i związki organiczne pochodzenia łądowego i morskiego. Dlatego też na obszarze wielu mórz arktycznych znajdują się bogate złoża ropy naftowej, gazu ziemnego oraz rud wielu metali.



Batymetria Oceanu Arktycznego (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/currentmap.html>)

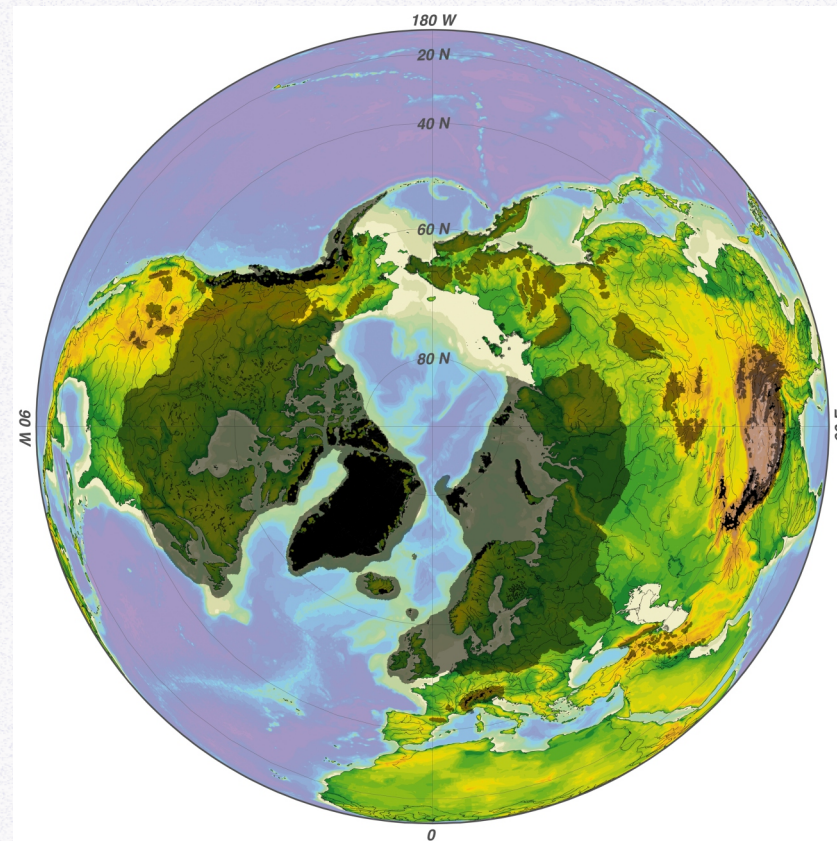
## Lodowce i lód w Arktyce

Marek Zajączkowski

Na pokrywą lodową Arktyki (kriosferę) składają się lodowce, lód morski i wieczna zmarzlina. Część lądowa to 3,1 miliona km<sup>3</sup> lodu, co stanowi ekwiwalent 8 m w oceanie światowym w stosunku do aktualnego poziomu. Rozłożenie lodu w Arktyce jest bardzo nierównomierne a poszczególne fragmenty znajdują się w bardzo zróżnicowanych strefach klimatycznych. Największą masę stanowi współcześnie lądolód Grenlandii, jest on ponad cztery razy większy od lodowców Alaski, Kanady, Syberii i Skandynawii razem wziętych.

W ciągu ostatniej epoki lodowej, czyli zlodowacenia Ziemi w plejstocenie obszar pokryty lądolodami był znacznie większy niż obecnie. Większy nie oznacza, że cała Arktyka została zajęta przez lodowce. Lodowce powstają tylko na lądach. W wielu przypadkach, np. obecnie na Antarktydzie lądolody wysuwają swe czoła na obszar szelfu, tworząc pływające bariery lodowe, ale w trakcie maksymalnego zlodowacenia w plejstocenie centralny obszar basenu Arktycznego był pokryty lodem morskim, a nie lądolodem. Lądolody w tym okresie znacznie przesunęły się na południe kontynentów Euroazjatyckiego i Północno-Amerykańskiego. Wiele mniejszych kopuł lodowych połączyło się na obszarze płytkich mórz szelfowych tworząc jednolitą pokrywą lądolodu np. w północnej Kanadzie czy na Morzu Barentsa i Karskim. Lądolody te pozostawiły szereg śladów na Ziemi, które w największym skrócie można podzielić na geologiczne (np. rysy i wyłobienia w skałach), chemiczne (np. zapis izotopowy w szczątkach organizmów) i paleontologiczne (pozostałości wskaźnikowych organizmów).

Zlodowacenie plejstoceńskie rozpoczęło się 2,58 miliona lat temu a więc jeszcze w końcu pliocenu. Nie mamy pewności czy się skończyło dlatego też w literaturze naukowej często nazywane jest zlodowaceniem współczesnym lub współczesną epoką lodową. Na podstawie śladów, które lądolody zostawiły na kontynentach wyróżnia się cztery zlodowacenia oraz cztery interglacjały, włączając w to okres obecny – holocen, który trwa od ok. 11 tysięcy lat. Proces deglacjacji Arktyki po ostatnim zlodowaceniu przebiegał bardzo nierównomiernie. W Arktyce europejskiej był związany z intensyfikacją napływu wód Atlantyckich (ciepłych i wysoko zasolonych) w rejon krawędzi lądolodu, której przebieg pokrywał się z linią szelfu kontynentu wzdłuż Norwegii, Morza Barentsa i Svalbardu. Lądolód w rejonie Morza Barentsa w wielu miejscach był oparty o dno tego płytkiego zbiornika. Ciepła woda atlantycka już ok 13 tysięcy lat temu rozpuściła część czasy lodowej łączącej północną Skandynawię i Svalbard a następnie wlała się na wschód do Morza Barentsa i Karskiego. Po tym gwałtownym okresie deglacjacji miało miejsce szybkie ocieplenie europejskiej części Arktyki z tzw. optimum klimatycznym około 8 tysięcy lat temu. W ciągu holocenu klimat Arktyki zmieniał się wielokrotnie. Wiemy, że w najcieplejszych okresach lód morski musiał niemal zniknąć w rejonie Svalbardu i wówczas nadmorskie skały porośnięte były przez ciepłolubne małże omulki *Mytilus edulis*, dzisiaj powszechnie występujące np. w Morzu Bałtyckim. W okresach chłodnych holocenu, np. w najchłodniejszym okresie tzw. małej epoki lodowej lodowce Archipelagu Svalbard czy nawet północnej Skandynawii bardzo awansowały a pak lodowy całkowicie usunął omulki z Svalbardu.



Maksymalny zasięg zlodzenia ([http://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_age](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_age)).



Omulek — wskaźnikowy małż dla okresów ocieplenia w Arktyce (foto J.M. Węślawski).



## Ławice węglanowe w Arktyce

Tomasz Borszcz

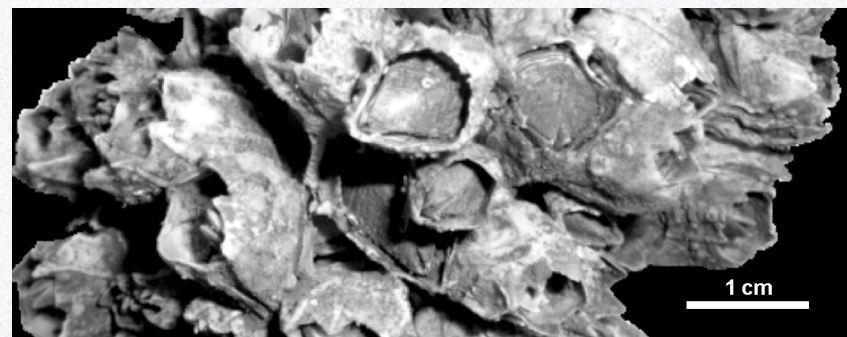
Co roku w Arktyce umierają niezliczone ilości jeżowców, małży czy pąkli. Co się dzieje z ich muszlami po śmierci?

Tafonomia, dyscyplina naukowa badająca pośmiertne losy organizmów odpowiada na to pytanie. Odpowiedź znajduje na dnie otwartego morza, oddalonego dziesiątki kilometrów od brzegów archipelagu Svalbard. To właśnie tam odkładane są martwe muszle, tworzące rozległe ławice. Datowania wykazały, że ich szczątki mogą przetrwać na dnie morza ponad 9 tysięcy lat. Ze względu na ich rozmiary jak i główny budulec muszli takie pokłady nazywa się ławicami lub platformami węglanowymi. Ich miąższość osiąga kilka metrów a powierzchnia odpowiada tysiącom boisk piłkarskich. Te ogromne cmentarzyska jak np. Svalbardbank na Morzu Barentsa, aktualnie zasiedlane są przez dziesiątki gatunków organizmów dennych. Ich skład gatunkowy różni się jednak od składu tworzącego ławicę muszlową co obrazuje selektywność powstawania zapisu kopalnego. Uwagę zwracają porośla, a wśród nich mszywioly, glony wapienne czy pąkle. Puste muszle i ich fragmenty dostarczają im przestrzeni życiowej, do której przyczepiają się raz na całe życie. Jest to swojego rodzaju *recycling*, gdy martwe muszle dalej są częścią ekosystemu (ang. *taphonomic feedback*) i umożliwiają życie innym organizmom. Na ich powierzchniach można zauważyć ślady bioerozji, czyli drażenia przez inne organizmy, ślady drapieżnictwa w postaci dziur po drażnieniach ślimaków jak też liczne złamania, zmatowienia i wytrawienia świadczące o transporcie z miejsca, w którym żyły. Ze względu na brak wytrącania (precypitacji) węglanu wapnia z wody morskiej jak i silne lokalne prądy wstrzymujące diagenezę (skamienienie, lityfikację), muszle te luźno wyścielają dno. Największą uwagę przykuwają jednak "korony Arktyki" – balanulity. Są to trójwymiarowe ruchome budowle, powstałe przez oderwanie od pierwotnego podłoża zlepów żywych pąkli, inkrustowanych przez inne organizmy jak kolonie mszywiolów, gałązki stłbiopławów czy rurki wieloszczetów. Mikrotomografia komputerowa ujawniła ich złożoną genezę w tym wiele pozrastanych z sobą generacji pąkli.

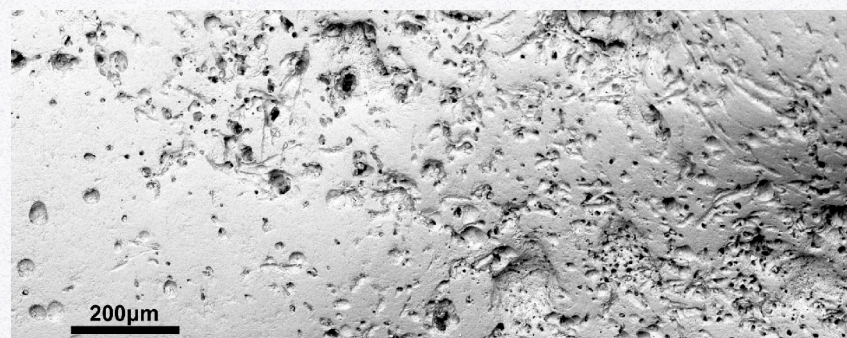
Arktyczne muszlowce utrwalają szereg cennych informacji interesujących biologów, klimatologów, ekologów, geochemików, sedimentologów jak i paleontologów. Ławice muszlowe położone są zwykle na stosunkowo niewielkiej głębokości – np. Svalbardbanken leży na 30 do 100 m, a to oznacza, że sztormowe falowanie i prądy pływowe silnie oddziałują na powierzchnię ławicy. Dzięki znacznej przepuszczalności, bo woda łatwo przepływa pomiędzy dużymi fragmentami muszli, ławice mają również znaczenie jako trójwymiarowa, przepuszczalna matryca. Na powierzchni muszli i w wodzie uwięzionej w osadzie, tak jak w oczyszczalni ścieków osiedlają się mikroorganizmy odżywiające się cząstkami zawieszonymi w wodzie co daje efekt filtru biokatalitycznego. Odkładanie na dnie morza ogromnych ilości muszli zbudowanych z węglanu wapnia ma również znaczenie dla rozpoznania bilansu krążenia węgla w oceanach.



Gruz muszlowy i żywa makrofauna (rozwgiazdy, mszywioly) zasiedlająca ławice węglanowe na morzu Barentsa (foto I. Elingsen).



Balanulity – wapienne skorupki pąkli z rodzaju *Balanus* (foto T. Borszcz).



Powierzchnia wapiennej muszli pod powiększeniem, widać ślady bioerozji (foto T. Borszcz).

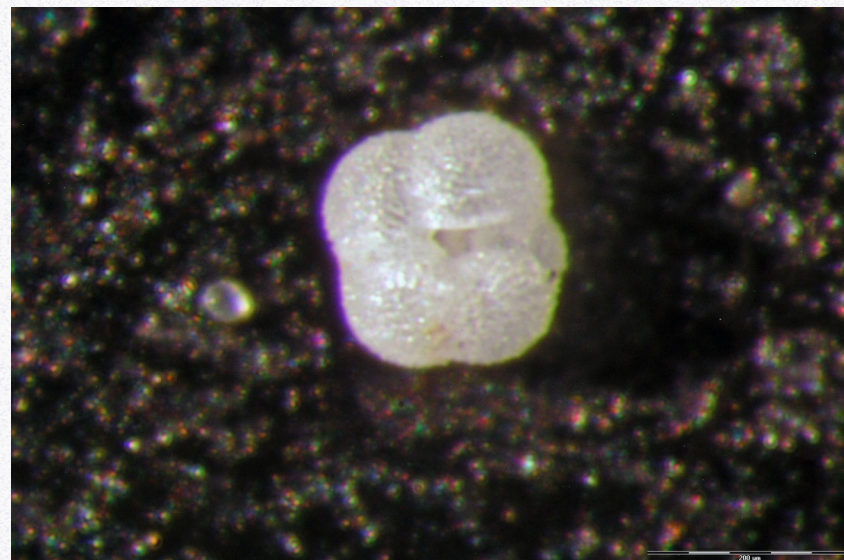


Paleoceanografia zajmuje się badaniem historii oceanów a w szczególności odtwarzaniem cyrkulacji wód oceanicznych w przeszłości, procesów sedymentacji, produkcji biologicznej czy też temperatury i zasolenia. Wszystkie te parametry mają zasadnicze znaczenie w kształtowaniu klimatu Ziemi. Historia tych zjawisk zapisana jest w osadach morskich i daje się odczytać za pomocą wielu wskaźników. Najpierw jednak trzeba odczytać wiek poszczególnych warstw. Do tego celu wykorzystujemy radioaktywne izotopy różnych pierwiastków występujące naturalnie na Ziemi. Najpowszechniej wykorzystywane są radioaktywne izotopy o różnych czasach połowicznego rozpadu ale stosuje się też często inne metody. Na przykład na dnie płytszych zbiorników powstają laminowane osady w których ciemna warstwa powstaje w czasie wiosenno-letniej dostawy materii organicznej a jasna w okresie zimy. W takich przypadkach wystarczy policzyć poszczególne sekwencje ciemnych i jasnych warstw aby ustalić wiek warstwy.

Kiedy znana jest już chronologia poszczególnych warstw osadów można zająć się odczytywaniem zapisu kopalnego. Jednym z najczęściej wykorzystywanych wskaźników w rejonie Arktyki są otwornice, a raczej ich skorupki węglanowe, które zachowują się w osadach morskich w bardzo dobrym stanie przez tysiące lat, a w formie skamieniałej miliony lat. Znając preferencje środowiskowe poszczególnych gatunków jesteśmy w stanie odtworzyć warunki w jakich żyły. Niektóre z tych gatunków, jak na przykład *Cibicides lobatulus* preferują środowisko morskie z wyraźnymi prądami przydennymi i dzięki takim preferencjom środowiskowym są powszechnie uważane za dobry wskaźnik dynamiki warstwy przydennej szelfów. Inne, na przykład *Neogloboquadrina pachyderma* zmieniają układ komór w swoich skorupkach: w zimnych arktycznych wodach skręcają się w lewą stronę a w warunkach cieplejszych np. w wodach atlantyckich w prawą. Analizując proporcje występowania prawo i lewoskrętnych skorupek w poszczególnych warstwach osadów można odtworzyć zmiany temperatury wód powierzchniowych oceanu a więc warstwy, w której żyły zanim opadły na dno.

Bardziej precyzyjnie można odtworzyć temperaturę oceanów w przeszłości za pomocą stałych izotopów tlenu  $^{16}\text{O}$  i  $^{18}\text{O}$  zawartych w węglanowych skorupkach otwornic. Ilość obu tych izotopów na Ziemi jest stała ale ich rozmieszczenie zmienia się w zależności od wielu czynników np. zlodowaceń. Cząstki wody złożone z lżejszego izotopu tlenu łatwiej biorą udział w parowaniu. Dlatego para wodna nad oceanem, a zatem i wody słodkie na lądzie są izotopowo lżejsze. Jeśli nic nie zakłóca powrotu tych wód do oceanu kompozycja izotopowa mórz pozostaje niezmienna. Kiedy na lądach przybywa lodowców, duża część lekkiego izotopu tlenu zostaje uwięziona w lodzie a woda oceaniczna staje się bogatsza w izotop ciężki. Tak też skorupki otwornic, żyjących w takim środowisku są wzbogacone o cięższy izotop tlenu.

Zapis stałych izotopów tlenu w lodzie lodowcowym pozwolił prześledzić cykliczne zmiany temperatury powietrza w ciągu ostatnich 125 tysięcy lat. Co do przyczyn tego zjawiska naukowcy nie są zgodni. Wielu badaczy zgadza się z tezą, że te cykle klimatyczne pozostają w ścisłym związku z cyrkulacją wód w oceanach wywołaną zmianami zasolenia i temperatury (cyrkulacją termohalinową). Inne tezy tłumaczące to zjawisko to zmiany aktywności Słońca czy też 1800-set letnie cykle pływów oceanicznych związane z geometrią ruchu Księżyca wokół Ziemi.



*Neogloboquadrina pachyderma* lewoskrętna (foto M. Zajączkowski).



*Mediomastus fragilis* (foto M. Zajączkowski).

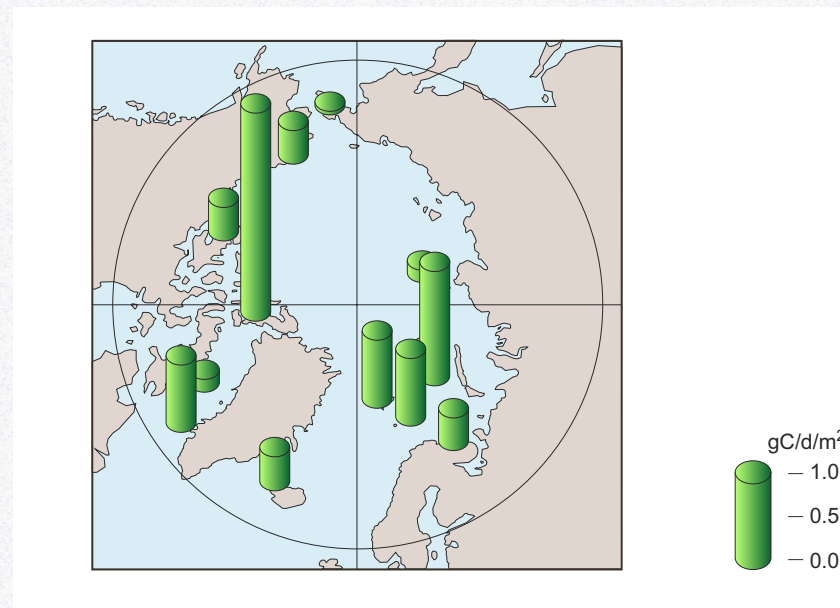
## Produkcja pierwotna w Arktyce

Józef Wiktor

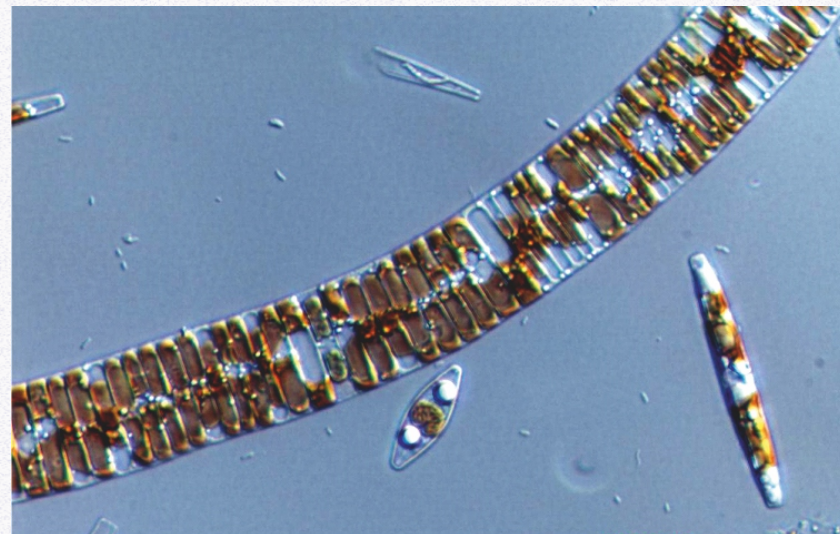
Produkcja pierwotna to, krótko mówiąc, ilość materii organicznej wyprodukowanej przez organizmy autotroficzne w trakcie fotosyntezy. Do tego procesu jest niezbędne światło słoneczne, w szczególności jego część o zakresie 400-700 nm. O ile nam może się wydawać że jest to ogólnodostępne dobrze to w strefach polarnych nie jest to takie oczywiste. Obszary te doświadczają ekstremalnych, nie znanych w innych obszarach klimatycznych wahań sezonowych intensywności oświetlenia. Jest to przede wszystkim zjawisko Nocy i Dnia Polarnego. Ich czas trwania zależy od tego jak daleko na północ się zapuścimy. Na biegunie Noc i Dzień Polarne trwają 6 miesięcy a na jej skraj (niepełna 40 dni). Nawet wtedy kiedy Słońce jest widoczne nad horyzontem nie oznacza to jeszcze, że do toni wodnej dociera życiodajne światło. W rejonach polarnych, nawet w porze Dnia Polarnego, Słońce pozostaje stosunkowo nisko nad horyzontem (co oznacza że promienie słoneczne padają na powierzchnię morza pod ostrym kątem i większość z nich ulega odbiciu).

Obszar morskiej Arktyki to jedynie 2,6% powierzchni wszechoceanu stąd jego produkcja pierwotna w skali globalnej nie jest imponująca. Z 400 mld ton węgla organicznego asymilowanego w oceanie światowym, w basenie arktycznym produkowane jest około 330 milionów ton (0,08%). Połowa obszaru morskiej Arktyki to płytkie morza szelfowe otaczające położony poza skłonem kontynentalnym Centralny Basen Arktyczny. Tu materia organiczna z trudem wyprodukowana w strefie eufotycznej, opada bezpowrotnie na położone na głębokościach do 4000 m dno. W morzach szelfowych nie ma tego problemu i wyczerpane zasoby na skutek ruchów wody są ponownie wynoszone na powierzchnię. Rzutuje to na ilości zasymilowanego węgla – w morzach szelfowych produkowane jest 279 mln ton węgla organicznego a w Basenie Centralnym – pięciokrotnie mniej (~50 mln ton). W płytkich morzach Arktycznych komórki autotroficznych glonów mogą przetrzymać na dnie i w czasie częstych tam gwałtownych sztormów podnoszone są z dna do strefy eufotycznej (prześwietlonej). Natomiast w centralnej części basenu, w kolumnie wody mogą zaistnieć jedynie nieliczne komórki a większość z nich stowarzyszona jest z lodem morskim, najczęściej pochodzącym z mórz szelfowych gdzie zamarzanie następuje najwcześniej. Dlatego tu, w głębokowodnej części Arktyki, połowa węgla organicznego jest produkowana przez komórki związane z lodem morskim.

Wielkość produkcji pierwotnej zmienia się sezonowo i jest skorelowana ze zmianami jakościowo-ilościowymi składu planktonu pierwotniakowego. W czasie Nocy Polarnej jest ona zerowa a najwyższa w okresie zakwitów – wtedy tempo produkcji pierwotnej dochodzi do ponad  $5000 \text{ mg C}_{\text{org}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dzień}^{-1}$ , latem spada ona do rzędu  $100\text{--}400 \text{ mg C}_{\text{org}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dzień}^{-1}$  a jesienią  $50\text{--}300 \text{ mg C}_{\text{org}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dzień}^{-1}$ . Przytoczone wyższe wartości odnoszą się do obszarów szelfowych. W przypadku obecności pokrywy lodowej ograniczającej dopływ światła, wiosenna produkcja pierwotna nie przekracza  $10 \text{ mg C}_{\text{org}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dzień}^{-1}$  pod lodem, podczas gdy w dolnych 10 cm kolumny lodu może w tym czasie przekraczać  $300 \text{ mg C}_{\text{org}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dzień}^{-1}$ .



Produkcja pierwotna w Arktyce w okresie wegetacyjnym, zestawienie z różnych źródeł, rys. S. Węślawski



*Fragilariopsis* – jedna z 300 gatunków okrzemek występujących w lodzie morskim (foto J. Wiktor).

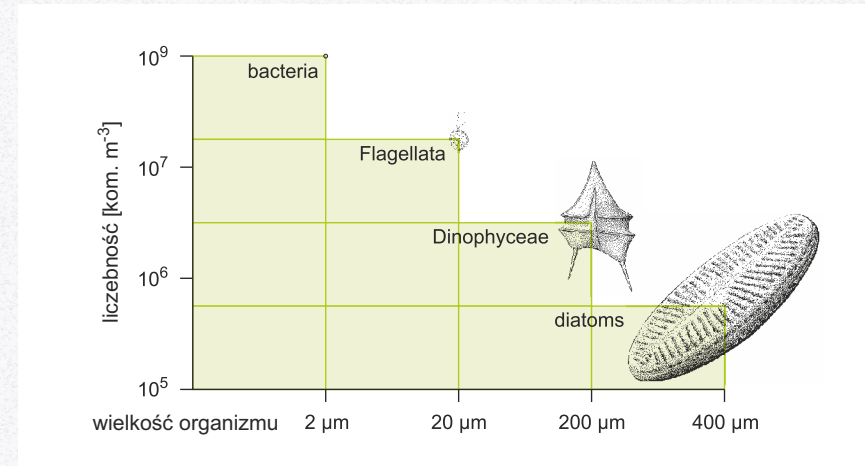
## Plankton jednokomórkowy

Józef Wiktor, Agnieszka Tatarek

Każdy ekosystem do prawidłowego funkcjonowania potrzebuje energii. Najprościej wziąć ją od słońca, problem jedynie jak ją zmagazynować i przekazać dalej. Wyspecjalizowały się w tym organizmy autotroficzne – producenci pierwotni. Na lądzie są to głównie rośliny a w oceanach planktonowe autotroficzne organizmy jednokomórkowe. Te ostatnie, mimo niewielkich rozmiarów, dzięki swojej liczebności, produkują około 50% ogółu węgla organicznego. Stanowią one podstawę morskiego łańcucha troficznego. W Arktyce, szczególnie tej wysokiej (powyżej granicy zasięgu lasów) stanowią one nierzadko podstawę bytu ubogich przybrzeżnych ekosystemów lądowych.

Plankton pierwotniakowy to nie tylko producenci ale również żerujący na nich bliżsi lub dalsi krewniacy którzy ztratili zdolność do fotosyntezy (albo w ogóle jej nie nabyli). Całą tę formację cechuje bogactwo form i szerokie spektrum wielkości. W zależności od rozmiarów tę frakcję planktonu dzielimy pod względem wielkości komórek na: ultraplankton (< 1 mm), pikoplankton (< 3 mm)-, nano- (3-20 mm) oraz mikroplankton (> 20 mm do 1000 i więcej mikrometrów). W ludzkiej skali to rozpiętość wymiarów od centymetrowej ryby do drapacza chmur. Ich liczebności w objętości wody są odwrotnie proporcjonalne do rozmiarów stąd najmniejsze organizmy czasem stanowią dominujący składnik ogólnej biomasy planktonu jednokomórkowego.

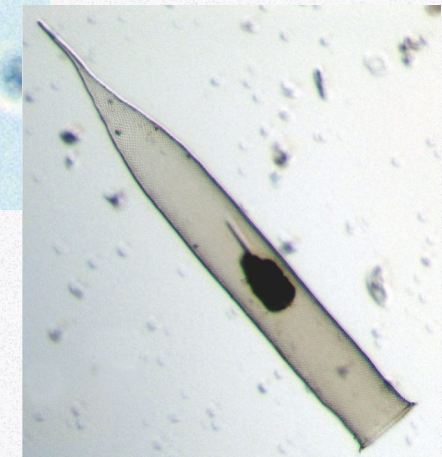
W Arktyce najmniejsi przedstawiciele mikroplanktonu to niespełna 3 mikrometrowe wiciowce – tak małe że trudno określić mikroskopowo ich przynależność systematyczną. Wśród nich są zarówno odżywiające się bakteriami, cząstkami organicznymi jak i wiciowce typowo autotroficzne. Z drugiej strony, wśród organizmów których wielkość waha się między 500 a 1000 mikrometrów, a więc swoistych "olbrzymów", poza nielicznymi autotroficznymi okrzemkami przeważają bruzdnice oraz orzęski żerujące na drobniejszych a czasem równych sobie organizmach jednokomórkowych. W wodach Arktycznych w skład planktonu pierwotniakowego wchodzi przedstawiciele trzech królestw, są to: rośliny (Plantae) reprezentowane przez zielenice, Chromista reprezentowane przez okrzemki, bruzdnice, haptofity orzęski oraz kryptofity i Protozoa reprezentowane przez eugleniny i choanoflagelaty. Jedną z najistotniejszych cech obszarów Arktyki jest silna sezonowość, co pociąga za sobą drastyczne zmiany w składzie i ilości pierwotniaków w toni wodnej. Zimą w czasie Nocy Polarnej występują głównie drobne wiciowce a liczebność większych form nie przekracza 500 komórek w litrze wody. Nic dziwnego, jest wtedy ciemno i na większości obszarów zalega dodatkowo pokrywa lodowa a większość komórek obumarła, bądź też czeka (na dnie lub wmrózona w lód morski) na bardziej sprzyjające warunki powoli spalając swoje zapasy pokarmowe. Wiosną kiedy słońce już jest stale lub przez większą część doby nad horyzontem zaczyna się masowy rozwój autotroficznych pierwotniaków – tak zwany "zakwit". Początkowo rozwijają się na spodniej warstwie lodu, a później w toni wodnej. Głównie są to okrzemki – bardzo wartościowy pokarm zooplanktonu, który w tym czasie musi zgromadzić jak największy zapas energii potrzebnej zarówno młodocianym formom do wzrostu jaki i dorosłym na okres rozrodczy. W efekcie końcowym jednak zooplankton sam stanie się łupem innych drapieżników. To co nie zostanie wyjedzone, opada na dno i tam stanowi pożywkę dla organizmów dennych.



Liczebność jednokomórkowego mikroplanktonu jest odwrotnie proporcjonalna do wielkości organizmu (rys. S. Węśławski).



bruzdnica – *Gymnodinium* sp. (foto J. Wiktor).



orzęsek – *Parafavella* sp. (foto J. Wiktor).

## Zooplankton

Sławomir Kwaśniewski

Zooplankton jest taksonomicznie i strukturalnie zróżnicowaną grupą organizmów cudzożywnych (od gr. **zoon** – zwierzę), o ograniczonych możliwościach poruszania się przeciw prądom morskim (gr. **planktos** – dryfujący), zamieszkujących stale lub okresowo toń wodną. Klasyfikuje się go według różnych kryteriów, przede wszystkim ze względu na wielkość ciała, wyróżniając: piko- (<2 μm), nano- (2-20 μm), mikro- (20-200 μm), mezo- (0,2-20 mm), makro- (2-20 cm) oraz megazooplankton (>20 cm). Zooplankton pełni rolę konsumentów pierwszego i kolejnych rzędów, sam będąc pokarmem dla drapieżników w toni wodnej i na dnie morskim. Jest on przeto ważnym ogniwem w obiegu materii i energii.

W morzach arktycznych i subarktycznych zooplankton reprezentują przedstawiciele organizmów jednokomórkowych z królestwa Chromista (otwornice, kryptofity, bruzdnice, orzęski) i Protozoa (promienice) oraz organizmów wielokomórkowych z królestwa Metazoa (parzydełkowce, żebroplawy, płazińce, mięczaki, wieloszczety, skorupiaki, mszywioly, szczecioszczętkie, szkarłupnie i osłonice).

W szerokim ujęciu jako zooplankton można również uznać osobniki larwalne i młodociane ryb (ichtioplankton). Skład taksonomiczny zooplanktonu jednokomórkowego, formującego klasy piko-, nano- i mikrozooplanktonu, jest poznany bardzo słabo. Badania wskazują jednak, że organizmy te, funkcjonując w ramach pętli mikroorganizmalnej, są podstawowymi konsumentami pierwotnej materii organicznej w toni wodnej.

Wśród organizmów wielokomórkowych najważniejsze dla zooplanktonu mórz europejskiej części Arktyki są skorupiaki – widłonogi, a wśród nich *Calanus finmarchicus*, *C. glacialis* i *C. hyperboreus*, *Metridia longa*, *Paraeuchaeta norvegica*, *Pseudocalanus minutus*, *Microcalanus pygmaeus*, *Oithona similis* i *Triconia borealis*. Wymienione gatunki stanowią najważniejszą część mezozooplanktonu, który uważany jest za zespół typowych konsumentów pierwotnej materii organicznej, chociaż znajdują się tu również organizmy wszystkożerne (*Metridia longa*), jak i typowo drapieżne (*Paraeuchaeta norvegica*). W skład mezozooplanktonu wchodzi także wioślarki, małżoraczki i ogonice.

Typowy zooplankton to organizmy prowadzące planktoniczny tryb życia na wszystkich etapach swojego rozwoju (holoplankton). Poza wspomnianymi grupami zwierząt stanowią go meduzy i rurkoplawy, ślimaki skrzydłonogie, eufauzje (szczętki) i obunogi, wrotki oraz szczecioszczętkie. Osobną grupę stanowi meroplankton – organizmy prowadzące planktoniczny tryb życia tylko na pewnym etapie swojego rozwoju. Charakterystyczni przedstawiciele meroplanktonu w morzach europejskiej części Arktyki to stadia rozwojowe (zwykle larwy) organizmów bentosowych: małży, wieloszczetów, wąsonogów, mszywiolów czy szkarłupni. W skład meroplanktonu należy zaliczyć też meduzy gatunków posiadających stadium polipa, stadia rozwojowe bentosowych skorupiaków dziesięcionogich czy larwy żachw. Czasami wyróżnia się również pseudoplankton (tychoplankton), mając na uwadze organizmy przypadkowo lub chwilowo wiodące planktonowy tryb życia.

Zooplankton klasyfikuje się też pod względem typów zajmowanych siedlisk (zooplankton oceaniczny lub przybrzeżny, zooplankton epipelagialu, mezopelagialu czy batypelagialu, zooplankton warstwy powierzchniowej – neuston, bliskiej dna – zooplankton epibentoniczny), preferencji żywieniowych (zooplankton zjadający pokarm roślinny lub zwierzęcy, wszystkożerny czy detrytosożerny), jak również sposobów pobierania pokarmu (zooplankton fagotroficzny, filtrujący, drapieżny).

*Calanus glacialis* i *C. finmarchicus* – dwa najbardziej charakterystyczne i ważne gatunki widłonogów mórz arktycznych i subarktycznych.

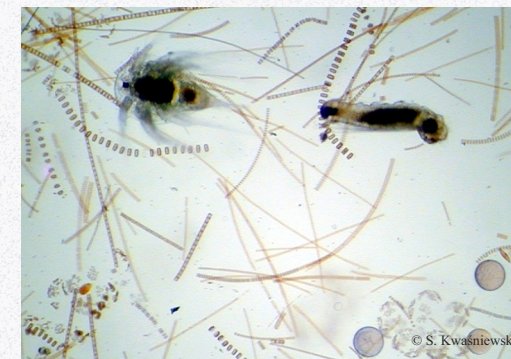


© S. Kwaśniewski

*Paraeuchaeta barbata* i *Oithona similis* – dwa widłonogi o skrajnie różnej wielkości ciała i odmiennych preferencjach żywieniowych.



© S. Kwaśniewski



© S. Kwaśniewski

Nauplius Cirripedia i forma postlarwalna Polychaeta – charakterystyczni przedstawiciele meroplanktonu.



© S. Kwaśniewski

*Boreoeccia maxima* – planktoniczny małżoraczek typowy dla zooplanktonu mezopelagialu (średnich głębokości oceanu).

## Makrozooplankton

Marta Głuchowska

Organizmy zooplanktonowe większe od 2 cm, a więc te widoczne gołym okiem, określa się jako makrozooplankton. Liczba gatunków w tej grupie, porównując do mesozooplanktonu (0,2-20 mm) jest znacznie zredukowana. Należą do niej bogate w energetyczne substancje zapasowe skorupiaki (eufauzje, obunogi, larwy dziesięcionogów), pelagiczne ślimaki, a także żebroplawy, parzydełkowce, ogonice i strzałki, których ponad 90% mokrej masy stanowi woda (w literaturze anglojęzycznej często określane mianem planktonu żelatynowego - "gelatinous zooplankton").

Eufauzje, popularnie zwane kryłem, to pelagiczne skorupiaki o przezroczystym, zdolnym do bioluminescencji ciele, przypominającym krewetkę. Dorosłe osobniki osiągają zwykle rozmiary 2-5 cm. Ich nazwa pochodzi od norweskiego słowa "*krill*" i oznacza narybek. Eufauzje z rodzaju *Thysanoessa* są ważnymi konsumentami materii pierwotnej wytworzonej przez fitoplankton. Same są pożywieniem zarówno dla ryb, ptaków jak i ssaków, a zatem są bardzo ważnym elementem łańcucha pokarmowego. Na świecie znanych jest około 85 gatunków eufauzji, z czego jedynie 8 występuje w wodach arktycznych i subarktycznych.

Bardzo ważnym gatunkiem makrozooplanktonu są skorupiaki *Themisto libellula* i *Themisto abyssorum*, należące do obunogów. Dorosłe osobniki mają kilka centymetrów długości i często uważa się, że wraz z eufauzjami spełniają w sieciach pokarmowych Arktyki i subarktyki rolę podobną do tej spełnianej przez antarktycznego kryla.

Przystosowane do pelagicznego życia ślimaki zmieniły swą "nogę" w rodzaj dwóch płatów ("motylki" morskie), które ułatwiają im pływanie. W wodach arktycznych licznie występuje roślinożerna *Limacina helicina* i żerująca na niej drapieżny *Clione limacina*.

Gatunków żebroplawów nie jest w Arktyce dużo, niektóre jednak mogą występować bardzo licznie. Charakterystyczną cechą morfologii jest obecność położonych wzdłuż ciała ośmiu pasm zgrubień (żeberek) z zespolonymi grupami rzęsek płytek, pełniących rolę narządów ruchu. Najpiękniejszym, a także najliczniejszym w wodach Svalbardu żebroplawem jest *Mertensia ovum*, w zdobywaniu pożywienia (głównie drobnych widłonogów) pomagają jej dwa kurczliwe ramiona. Duży (do 30 cm), pozbawiony czulków *Beroe cucumis*, odżywia się innymi żebroplawami.

Gatunki makrozooplanktonu należące do parzydełkowców – klasyczne meduzy, potrafią paraliżować i zabijać ofiary za pomocą komórek parzydełkowych. Przedstawiciele dwóch dominujących gromad – stułbiopławów i kraszczopławów osiągają rozmiary od kilku milimetrów do 2 metrów. Większość tych drapieżnych gatunków żyje w powierzchniowych 50 m oceanu. Najliczniej występującym stułbiopławem w Arktyce jest *Aglantha digitale*. W wodach otaczających Svalbard dość często notowany jest borealny kraszczopław *Cyanea capillata*.

Strzałki morskie (szczecioszczękie) posiadają szklisto-przezroczyste, wydłużone ciało o długości nawet do 10 cm. W Arktyce dominują dwa gatunki – *Parasagitta elegans*, bardziej pospolita dla wód zimnych i *Eukhronia hamata* charakterystyczna dla cieplejszych wód atlantyckich. Obydwa gatunki to sprawne drapieżniki polujące na małe skorupiaki planktonowe.

Osobniki zwierząt należących do ogonice (strunowce), w zależności od gatunku, przynależą zarówno do mezo- jak i makrozooplanktonu. Mają krótkie, owalnego kształtu ciało, zaopatrzone w stosunkowo długi ogon. Większość gatunków buduje charakterystyczny mukusowy "dom", pełniącą rolę aparatu do zdobywania pokarmu, jak i osłonki ciała. W wodach Svalbardu notowanych jest jedynie kilka gatunków, które masowo pojawiają się latem zwłaszcza w wodach powierzchniowych.



*Thysanoessa inermis* – najważniejsza w wodach Svalbardu eufauzja arktyczno-borealnego pochodzenia (foto R. Hopcroft).



*Themisto libellula* – charakterystyczny dla wód arktycznych skorupiak (foto R. Hopcroft).



*Clione limacina* – drapieżny pelagiczny "motylek" morski (foto R. Hopcroft).



*Beroe cucumis* – żebroplaw żerujący na innych żebroplawach (foto K.A. Raskoff).



*Aglantha digitale* – najliczniej występujący w Arktyce stułbiopław (foto K.A. Raskoff).



*Parasagitta elegans* – typowa dla zimnych wód strzałka (foto R. Hopcroft).

## Fauna i flora lodowa

Marta Głuchowska

Lód morski jest całoroczną, bogatą w pożywienie dryfującą platformą. W wodach Arktyki 25 % materii organicznej produkowanej jest przez glony lodowe, głównie okrzemki i autotroficzne wiciowce. Roczna produkcja pierwotna lodu morskiego waha się tu od 5 do 15 g m<sup>-2</sup> rok<sup>-1</sup> i wiosenny zakwit zaczyna się znacznie szybciej niż w toni wodnej. Lód morski akumuluje materię organiczną, kiedy jest produkowana, a także tę dostarczaną przez fale morskie i dryfujące zwierzęta.

Pod lodem, w jego pęknięciach i szczelinach żyją nie tylko heterotroficzne protisty, grzyby czy bakterie, ale również zwierzęta wielokomórkowe. Część z nich to organizmy na stałe związane z tym siedliskiem (autochtoniczne), a inne zasiedlają lód morski tylko czasowo (allochtoniczne).

Kanały i szczeliny lodowe zamieszkałe są przez zwierzęta niewielkich rozmiarów, takie jak wrotki, nicienie i wirki. Liczebność i biomasa fauny lodowej (kriofauny), podobnie jak glonów lodowych, wzrasta z grubością lodu i największa notowana jest w jego dolnych partiach, gdzie stresujące wahania temperatury i zasolenia są mniejsze, a struktura przestrzenna lodu bardziej skomplikowana.

Granica lodu i wody jest bardzo ważnym siedliskiem dla wielu arktycznych gatunków, zwłaszcza dużych roślinożernych obunogich skorupiaków należących do rodziny Gammaridae – *Gammarus wilkitzkii*, *Apherusa glacialis*, *Onisimus nanseni* oraz *Onisimus glacialis*. Skład gatunkowy, a także ich rozmieszczenie zależą od wielu czynników, wśród których najważniejszymi wydają się pochodzenie i wiek lodu, a także właściwości fizyczne i biologiczne otaczających wód. W wieloletnim paku lodowym na północ od Svalbardu biomasa fauny lodowej może osiągać nawet 6 g m<sup>-2</sup> (mokra masa) i zarówno pod względem liczebności jak i biomasy dominuje tu największy skorupiak *Gammarus wilkitzkii*. W jednorocznym lodzie południowo-wschodniej części Morza Barentsa biomasa kriofauny nie przekracza 2 g m<sup>-2</sup> a największą liczebność osiąga tutaj *Apherusa glacialis*. Dodatkowo gatunki te charakteryzują się różnymi strategiami żywieniowymi, co sprawia, że konkurencja gatunkowa jest niewielka.

W kolumnie wody pod lodem morskim notowane są bardzo wysokie liczebności widłonogów, a także wielu innych organizmów pelagicznych takich jak ślimaki skrzydłonogie, rurkopławy, osłonice, strzałki, skorupiaki obunogie czy larwy organizmów bentosowych.

Fauna podlodowa jest istotnym źródłem pożywienia dla ryb, ptaków morskich i ssaków. Dorszyk polarny (*Boreogadus saida*) żerujący na widłonogach i obunogach, jest kluczowym gatunkiem w arktycznych sieciach pokarmowych. Ogromne ławice dorszyka występujące pod lodem i lodowe obunogi są łatwodostępnym i kalorycznym pokarmem dla drapieżnych ptaków i ssaków. Niedźwiedzie polarne i foki wykorzystują pak lodowy jako platformę do odpoczynku, rozmnażania się i zdobywania pokarmu. Obserwowana w ostatnich latach redukcja pokrywy lodowej w Arktyce stanowi poważne zagrożenie nie tylko dla fauny lodowej, wśród której wiele jest endemicznych gatunków, ale także zależnych od niej drapieżników.



Gammaridae – kluczowa dla ekosystemów lodowych rodzina skorupiaków obunogich, (foto S. Harper).



*Apherusa glacialis*  
(foto Bluhm & Gradinger)



*Gammarus wilkitzkii*  
(foto Raskoff)



*Onisimus nanseni*  
(foto S. Kwaśniewski)

## Meiofauna

Lech Kotwicki

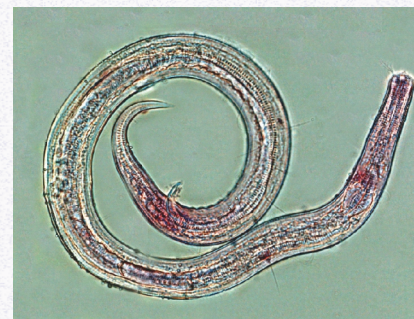
Meiofauna stanowiąca najliczniejszą grupę organizmów rozpowszechnioną we wszystkich środowiskach bentosowych od równi pływowej po głębokie dno oceanu, reprezentowana jest niemal przez wszystkie typy bezkręgowców. Przyjmuje się, że do meiofauny należą wielokomórkowe zwierzęta bezkręgowce, które podczas procedury wyflukiwania ich z osadu, przechodzą przez sito o oczku 0,5-1 mm, a zatrzymywane są na sicie 0,032 mm. Średnie liczebności meiofauny w środowisku morskim wynoszą kilka tysięcy osobników na 10 cm<sup>2</sup> powierzchni osadu. Najważniejszym, ze względu na liczebność, przedstawicielem meiofauny są nicienie (Nematoda), stanowiące zazwyczaj od 50 do prawie 100 % całkowitej liczebności. Na drugim miejscu znajdują się najczęściej widłonogi (Copepoda, Harpacticoida). Odstępstwa od takiego schematu obserwowane są m. in. w rejonach brzegowych, gdzie dominuje dobrze przepuszczalny osad piaszczysty, bądź żwirowy, preferowany przez organizmy należące do grupy wirków (Turbellaria). Zarówno liczebność, jak i skład taksonomiczny meiofauny uzależnione są przede wszystkim od środowiska życia, a zwłaszcza od dostępności pokarmu i parametrów fizyko-chemicznych osadu.

Organizmy żyjące w osadzie wykształciły szereg przystosowań, które ułatwiają im życie w kanałach porowych, m. in. miniaturowe rozmiary, wydłużone, elastyczne ciało, spłaszczenie grzbieto-brzuszne, zwężenie ciała ku tyłowi, wytworzenie pancerzy, bądź skorupki, odpowiednie ułożenie narządów wewnętrznych i muskulatura, to cechy które nadają ciało elastyczność niezbędną do swobodnego przemieszczania się w osadzie.

Zródłem pokarmu organizmów należących do meiofauny jest detrytus (drobnocząsteczkowa, martwa materia organiczna), okrzemki, bakterie, pierwotniaki oraz rozpuszczona materia organiczna, pobierana najczęściej całą powierzchnią ciała. Dość powszechne jest też drapieżnictwo np. wśród nicieni i wirków.

Meiofauna wpływa bezpośrednio lub pośrednio na przebieg kluczowych procesów przebiegających w osadach dennych m. in. poprzez bezpośredni rozkład materii organicznej, uwalnianie biogenów do środowiska, stymulację wzrostu i aktywności bakterii. Stanowi także bazę pokarmową dla większych organizmów (makrofauna) oraz ryb. Meiofauna może także służyć za swoistego rodzaju indyktor zmian środowiskowych, ze względu na szybkie tempo reagowania na zmiany i zaburzenia zachodzące w przyrodzie. Możliwe jest to dzięki temu, że organizmy te występują powszechnie, w dużej liczebności, i są grupą bardzo zróżnicowaną pod względem taksonomicznym.

Występowanie meiofauny w Arktyce nie różni się ilościowo od biomasy i liczebności tej grupy organizmów znanych z innych obszarów świata. Na Spitsbergenie, w miejscach gdzie pod dostatkiem jest pokarmu, żyjąca w osadzie meiofauna może osiągać liczebności nawet ponad 10 000 sztuk na 10 cm<sup>2</sup> (tak jak w strefach umiarkowanych). Tylko wody płytkie, gdzie pokrywa lodowa przymarza zimą do dna mogą okresowo być pozbawione meiofauny, która zostaje wymrożona, o ile nie zdoła uciec w głąb osadu. W ciągu paru dni po roztopach, nowy osad jest kolonizowany od nowa przez przenoszone z falami organizmy.



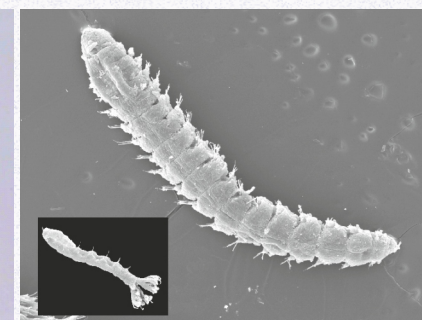
Nematoda



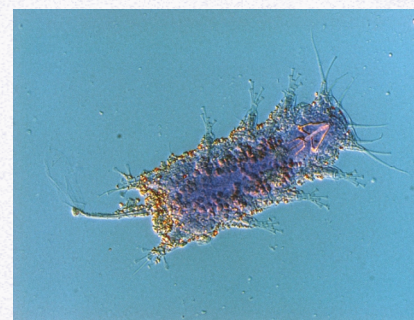
Harpacticoida



Turbellaria



Polychaeta



Tardigrada



Ostracoda

foto Archiwum IO PAN

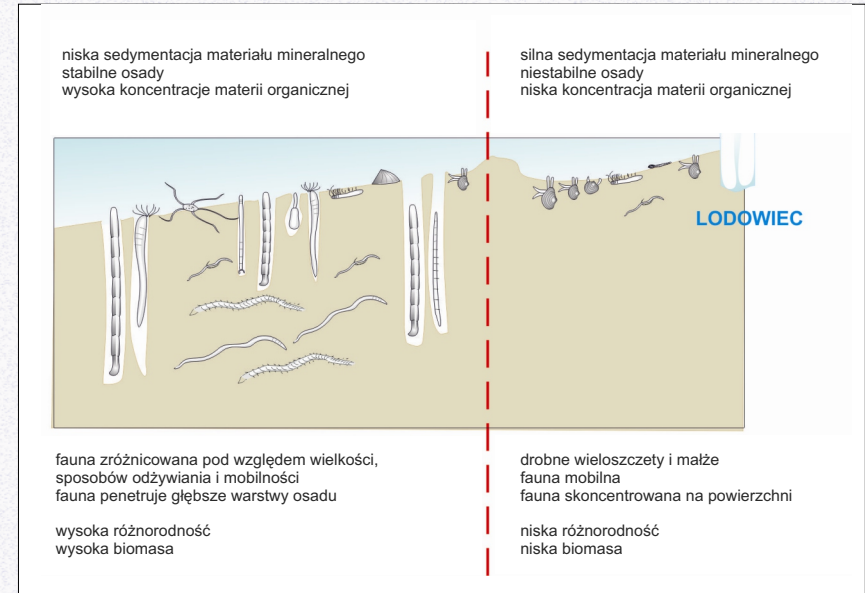
## Fauna dna miękkiego

Maria Włodarska-Kowalczuk

Makrozoobentos to formacja ekologiczna, która obejmuje organizmy o rozmiarach powyżej 0,5 mm ("macro-"), zwierzęce ("-zoo-") i żyjące na dnie morza ("-bentos"). Makrozoobentos w Arktyce pozostaje stosunkowo słabo zbadany, szczególnie w obszarach właściwego Oceanu Arktycznego, gdzie dno stanowią przede wszystkim głębokie baseny oceaniczne (głębokości około 4000 m) a powierzchnia morza pokryta jest wieloletnią pokrywą lodową. Całkowita liczba gatunków makrozoobentosu dotychczas zanotowanych w Arktyce to około 4500, z czego jedynie około 10 % stanowią gatunki głębokowodne.

Przeważający obszar dna morskiego w Arktyce, jak i w całym oceanie pokryty jest osadami (tzw. "dno miękkie"). W zespołach makrozoobentosu dna miękkiego dominują (pod względem liczebności i biomasy) przedstawiciele pierścienic (wieloszczety) i mięczaków (małże i ślimaki). Zwierzęta żyjące na dnie na głębokościach poniżej strefy eufotycznej zależne są od dostaw materii organicznej z wód powierzchniowych morza, gdzie jednokomórkowe glony (fitoplankton) wytwarzają związki organiczne w procesie fotosyntezy. Ilość materii organicznej docierającej do dna zależna jest między innymi od głębokości, stąd rekordowe wartości biomasy makrozoobentosu w wodach arktycznych notowano w osadach bardzo produktywnego i stosunkowo płytkiego (średnia głębokość około 50 m) Morza Czukockiego - do 4000 g na m<sup>2</sup>, podczas gdy na głębokościach poniżej 3000 m w centralnej części Oceanu Arktycznego biomasa makrozoobentosu nie przekracza 5g m<sup>-2</sup>.

W wodach przybrzeżnych bardzo ważne dla funkcjonowania zespołów bentosowych są spływy materiału lądowego. W Arktyce charakterystycznym elementem krajobrazu są lodowce. Lodowce wnoszą do wód morskich ogromne ilości wytopiskowych (słodkich) wód, które niosą ze sobą zdarty przez lodowiec materiał skalny (różnej wielkości cząstki mineralne). Organizmy bentosowe żyjące w pobliżu czół aktywnych lodowców narażone są na "deszcz" cząstek mineralnych sedimentujących z toni wodnej, osady są niestabilne (bo powstają w wyniku ciągłej, silnej sedimentacji i dodatkowo mogą być zaburzane przez rysowanie dna przez góry lodowe), a dostawa materii organicznej ograniczona (bo produkcja fitoplanktonu w wodach wymieszanych z wodami wytopiskowymi jest bardzo niska). W tych warunkach struktura zespołu organizmów makrozoobentosowych jest mocno zmodyfikowana. Występują tylko gatunki przystosowane do trudnych warunków – silnej sedimentacji, niestabilnych osadów, małej ilości pożywienia – drobne, mobilne, aktywnie poszukujące na powierzchni osadu pożywienia wieloszczety i małże. Bioróżnorodność i biomasa makrozoobentosu są znacznie obniżone. Brakuje typowych składników fauny dna położonego daleko od źródeł spływów lądowych: dużych wieloszczetów ryjących głęboko w osadzie, gatunków osiadłych, zamieszkujących rurki lub jamki, wykorzystujących mechanizmy filtrujące do pozyskiwania cząstek pokarmu.



Schemat prezentujący różnice w strukturze zespołów makrozoobentosowych w zależności od odległości od aktywnego lodowca (rys. M. Włodarska-Kowalczuk, opracowanie własne).



Przykłady organizmów makrozoobentosu dna miękkiego:

- 1) *Buccinum undatum* – drapieżny ślimak przemierzający dno w poszukiwaniu ofiary małża zakopanego w osadzie (foto P. Bałazy),
- 2) *Pectinaria hyperborea* – wieloszczet osiadły, budujący mieszkalne rurki z cząstek mineralnych, odżywiający się martwą materią organiczną spadającą z toni wodnej (foto K. Deja).



## Arktyczna fauna dna twardego

Piotr Kukliński

Arktyczna fauna dna twardego pod względem bogactwa gatunkowego jest uboższa od tej z niższych szerokości geograficznych zarówno strefy umiarkowanej jak i tropikalnej ale również od tej z ekosystemu antarktycznego. Najczęściej przytaczaną przyczyną tego jest geologicznie młody wiek systemu arktycznego. Podczas ostatniego zlodowacenia (14-18 tys. lat temu) większość obszarów szelfowych była pokryta lodem co doprowadziło do uśmiercenia większości zespołów bentosowych. Jak ukazują obecne badania, współczesna fauna arktyczna przetrwała okres zlodowaceń na niższych szerokościach, w rejonach wolnych od lodu bądź na stoku kontynentalnym i do dnia dzisiejszego kolonizuje obecny obszar szelfu Arktyki, który został uwolniony z lodu zaledwie 6 tysięcy lat temu.

Na dnie twardym w Arktyce występują wszystkie znane z niższych szerokości grupy organizmów włączając w to Hydrozoa, Anthozoa, Arthropoda, Mollusca, Echinodermata, Bryozoa, Brachiopoda.

Wśród organizmów dna twardego zaznacza się wyraźna strefowość występowania wraz ze wzrostem głębokości. Strefa pływów jest pod dużą presją czynników fizycznych takich jak obecność lodu i falowanie. W tej części bogactwo gatunkowe jest niewielkie. Grupą dominującą tutaj są ruchliwe skorupiaki. Organizmów osiadłych praktycznie brak a jeżeli już występują to są to przeważnie formy młodociane, które rzadko kiedy osiągają dojrzałość płciową w strefie pływów. Poniżej strefy pływów, na dnie twardym rozpościera się bardzo bogaty w gatunki jak i biomasę obszar. Najważniejsze są tu lasy brunatnic, które swoim zasięgiem często osiągają głębokość 20 metrów. Te trój wymiarowe struktury tworzą unikalne środowisko zamieszkałe przez setki gatunków. Również same glony są często podłożem dla wielu organizmów. Jako, że jest to strefa gdzie dociera światło słoneczne, jest tu w okresie lata dużo pożywienia co przekłada się na obserwowane wysokie wartości biomasy. Światło w tej strefie prowadzi jednak często do rozwoju glonów wapiennych, które pokrywają olbrzymie połacie dna skalistego. Glon ten często wypiera wiele organizmów poroślowych, które są ograniczone w ten sposób do rozwoju tylko w zacienionych rejonach. W tej strefie występują zarówno gatunki osiadłe jak i mobilne. Wraz ze wzrostem głębokości oddziaływanie falowania i lodu spada. To powoduje, że w głębszych, nie zakłócanych rejonach Arktyki osiadłe organizmy są w stanie osiągać większe rozmiary. Osiadłe na głębokim dnie skalistym organizmy to najczęściej filtratory, wyłapujące cząstki pokarmu opadające z toni wodnej. Im głębiej tym mniej pokarmu dociera do dna, dlatego w głębinach na twardym podłożu żyje niewiele zwierząt, które rosną powoli i żyją bardzo długo. W zimnych, głębokich wodach na skalistym dnie występują niekiedy miękkie koralowce tworzące ogromne, bardzo stare (liczące kilka tysięcy lat) rafy. Nasza wiedza o dnie twardym z głębokich rejonów Arktyki jest bardzo ograniczona. Wiąże się to głównie z problemami poboru prób z tego typu podłoża. Osiadłe organizmy występują często w zagłębieniach dna lub pod nawisami skał i nie są dostępne dla klasycznych metod poboru prób takich jak dragi. Nowe technologie takie jak pojazdy podwodne (ROV) pomogą nam w lepszym poznaniu tych mało znanych ekosystemów.

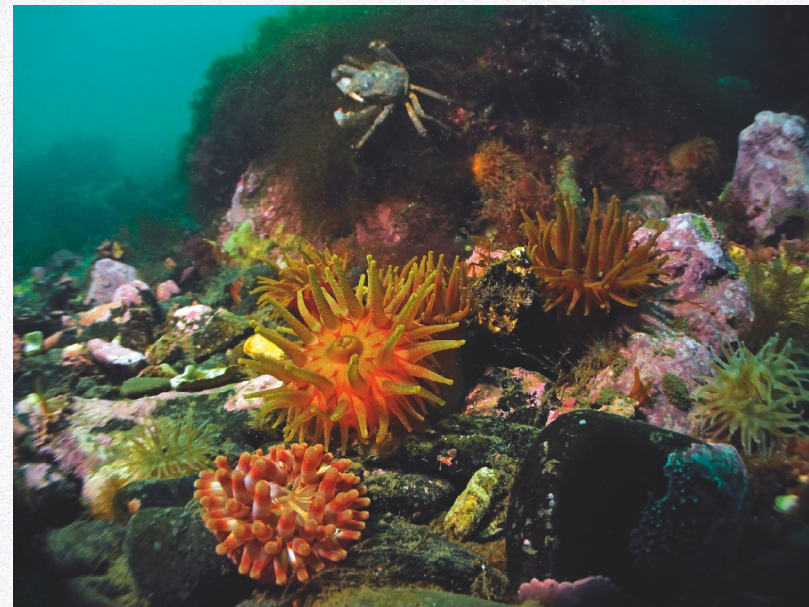


foto P. Bałazy

## Strefa pływowa

Józef Wiktor jr

Wzajemne oddziaływanie sił grawitacji Ziemi, Księżyca i Słońca powoduje pływy oceaniczne. Woda podnosząc się i opadając, odsłania na pewien czas wąski pas dna, dzięki czemu możemy łatwo obserwować organizmy, które normalnie kryją się przed naszym wzrokiem pod powierzchnią wody. Strefa międzypływowa, pomimo względnie małej powierzchni, pełni ważną funkcję w życiu organizmów bytujących zarówno powyżej na lądzie, jak i poniżej w oceanie. Wiele gatunków zwierząt lądowych, zarówno dużych (np. ptaki brodzące – siewkowate, kamuszniki, biegusy), jak i małych (roztocza, owady) znajduje w trakcie odpływu wysokokaloryczny pokarm. Umożliwia to transfer energii z produktywnego morza na relatywnie ubogi ląd, przez co strefa ta jest szczególnie ważna dla funkcjonowania całego ekosystemu. Z drugiej strony młodociane, a przez to względnie bezbronne, osobniki morskich gatunków szukają schronienia w trakcie przypływu pomiędzy gęstymi zaroślami glonów, chroniąc się w ten sposób przed drapieżnikami.

Wydawać by się mogło, że w Arktyce, w której warunki są wybitnie niesprzyjające życiu, strefa najmocniej podlegająca zmienności natury jest pozbawiona życia. W zimie płytka woda przy brzegu szybko zamarza razem ze wszystkim, co się w niej znajduje. Wiosną, gdy lód pęka organizmy, którym udało się uniknąć uwięzienia w lodzie, przetrwać muszą napór kier lodowych poruszanych falami oraz pływami. Jednak to nie koniec zagrożeń. Słońce daje co prawda życiodajną energię dla roślin, ale w trakcie odpływu organizmy pozbawione ochronnej warstwy wody cierpią z powodu wysychania i wystawienia na promieniowanie ultrafioletowe. Jesienią powracają sztormy i lód. Pomimo tak niegościnnych warunków, gdzie to tylko jest możliwe (szczególnie na skalistych wybrzeżach) tworzą się rozbudowane zbiorowiska glonów i zwierząt.

Cechą charakterystyczną strefy między linią przypływu i odpływu jest strefowość występowania organizmów. Obserwując z daleka brzeg w trakcie niskiego stanu wody widać ostro zarysowane pasy; każdy zdominowany przez osobniki innego gatunku. Taka sytuacja jest spowodowana wypadkową pomiędzy konkurencją między wszystkimi chętnymi do osiedlenia się na brzegu, a ich wytrzymałością na niekorzystne warunki środowiska – przede wszystkim na wysychanie.

Brzegi utworzone z drobnych, luźnych osadów – piasków i mułów są względnie pozbawione makroskopowego życia (są one jednak bogato zamieszkałe przez drobne organizmy – meiofaunę, jednokomórkowce, bakterie). Jednak wszędzie, gdzie można znaleźć solidne oparcie na skałach życie rozkwita. Tam, gdzie siła fal i lodu jest najbardziej niszcząca, tworzą się maty z jednokomórkowych organizmów – sinic, bądź okrzemek. Na nich żerują mięczaki (np. ślimaki z rodzaju *Littorina*). Miejsca bardziej osłonięte bujnie porastają brunatnice (różne rodzaje morskich glonów – *Fucus evanescens*, *F. vesiculosus*). Dają one schronienie (przed drapieżnikami, przybojem, promieniowaniem UV, wysychaniem) wielu kolejnym organizmom, zarówno mniejszym, delikatniejszym glonom, jak i wielu rodzajom zwierząt.



Bogate zbiorowisko morszczynów i skorupiaków w miejscach osłoniętych przed działaniem fal.



Dominującym rodzajem brzegu na Spitsbergenie są kamieniste plaże (foto J.M. Węslawski).

## Makroglony

Agnieszka Tatarek, Józef Wiktor, Józef Wiktor jr

Makroglony morskie wraz z planktonowymi jednokomórkowymi autotroficznymi pierwotniakami stanowią podstawę funkcjonowania ekosystemów morskich. Pomimo tego, że zasiedlają zaledwie 0,1% dna wszechoceanu to produkują około 5% globalnej puli węgla organicznego. Są to zazwyczaj makroskopowe organizmy należące do dwóch królestw świata ożywionego – roślin (Plantae) reprezentowane przez zielenice i krasnorosty oraz Chromista do których należą brunatnice.

We Wszechoceanie występuje w sumie około 9000 gatunków makroglonów. W Arktyce występuje mizerna część tego bogactwa gatunkowego – jedynie 150 gatunków w większości pochodzenia atlantyckiego. Z racji uzależnienia od światła słonecznego ich występowanie jest z reguły ograniczone do przybrzeżnego pasa litoralu (wyjątkiem jest Morze Sargassowe) – dolna granica nie przekracza 270 m w bardzo przejrzystych wodach. W wodach Arktyki ten zasięg pionowy nie przekracza z reguły 50 m a maksimum występowania to głębokości pomiędzy 2-20 m.

Tak jak w przypadku mikroplanktonu, łąki makroglonowe stanowią nie tylko ważny element ekosystemów morskich spełniając rolę bazy pokarmowej dla morskich organizmów litoralu ale również często jedyne źródło materii organicznej dla pustynnych, przybrzeżnych obszarów lądowych. Z racji swoich rozmiarów często pełnią rolę lasu ze wszystkimi jego funkcjami (schronienie, pokarm, liczne mikrosiedliska) dla zasiedlających je organizmów.

Skaliste wybrzeża Arktyki podobnie jak w przypadku strefy umiarkowanej porasta bujna okrywa glonów. Najpowszechniej i najliczniej występują brunatnice. W strefie pływowej to głównie Fucales (przede wszystkim *Fucus evaneszens*, *F. vesiculosus* i *Ascophyllum nodosum*). Z daleka wygląda to jak jednolita rdzawobrazowa pokrywa. Przyglądając się bliżej jednak można dostrzec więcej barw: szeroką gamę zieleni – od jaskrawych po ciemne – pochodzących od różnych gatunków drobnych zielenic (*Acrosiphonia* sp., *Enteromorpha* sp., *Cladophora* sp.), pastelowo-różowy od utwardzającej swoją skorupiastą plechę węglanem wapnia krasnorostu *Lithothamnion* sp., bądź karminowy, który świadczy o obecności krasnorostów takich jak *Porphyra* sp., czy *Devalarea ramentacea*.

Z kolei rejony litoralu arktycznych wód zdominowane są przede wszystkim przez brunatnice. Występują tu głównie takie gatunki jak *Laminaria* spp., *Alaria esculenta*, *Saccharina latissima*, czy *Saccorhiza dermatodea*. Te mimo tego że rosną poza zasięgiem wzroku, często można zauważyć (i wywahać) wyrzucone na brzeg w postaci niekiedy metrowych oślizłych zwałów. Te zwały gnijących glonów dla drobnej fauny i pierwotniaków stanowią podstawę bytu.

Poniżej strefy brunatnic oraz u podstawy tworzonych przez nie "lasów" dominują krasnorosty, które dzięki dodatkowym barwnikom; fikocjaninie i fikoerytrynie mogą zajmować głębsze partie dna. I tak w wodach arktycznych na głębokości poniżej 30 m można znaleźć chociażby gatunki *Lithothamnion* spp. czy *Phycodrys rubens*. Oczywiście nie oznacza to, że krasnorosty występują tylko poniżej pewnej głębokości. Przystosowanie o którym mowa pozwala krasnorostom na rozszerzenie obszaru występowania. W arktycznych wodach można więc spotkać krasnorosty zarówno w strefie brzegowej jak i na 5 czy 25 metrach głębokości.



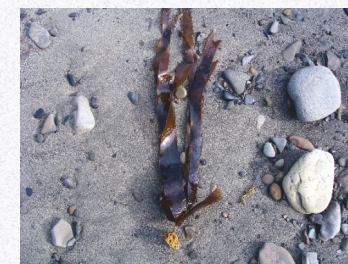
*Saccharina latissima*



*Palmaria palmata*



*Alaria esculenta*



*Laminaria digitata*



*Fucus distichus/evaneszens*



*Acrosiphonia* sp.



*Desmaresta aculeata*



*Ulva* sp.

foto J.M. Węśławski

## Ryby

Jan Marcin Węśławski

Arktyka nie ma wielkiego bogactwa gatunkowego ryb – występuje ich tu zaledwie około 150 gatunków (dla porównania w Morzu Karaibskim ponad 5000). Ryb jest jednak w Arktyce dużo i pełnią ważną rolę zarówno dla funkcjonowania ekosystemu jak i dla gospodarki rybackiej państw arktycznych.

Ryby poławiane komercyjnie to zaledwie kilka gatunków – wśród nich najważniejszy jest gromadnik – mała pelagiczna ryba poławiana dla celów paszowych (mączka rybna i granulata dla farm rybnych). Najważniejsze ryby denne to halibuty i poławiane na większych głębokościach karmazyny. Na obrzeżach Arktyki poławia się też dorsze i pojawiające się wraz z ociepleniem tego rejonu śledzie i makrele.

Najważniejszą jednak rybą w Arktyce jest 20 cm dorszyk polarny, jedyny gatunek występujący masowo w środowisku paku lodowego. Ta mała rybka jest podstawowym pokarmem niemal wszystkich gatunków ptaków, fok, białuch i narwali. Dorszyk polarny nie jest poławiany przemysłowo, ponieważ trudno go łowić sieciami (łód morski) i rzadko tworzy gęste ławice w toni wodnej. Jest to też jedyny gatunek morskiej, arktycznej ryby, który ma fizjologiczne przystosowania do niskich temperatur – bliskich zamarzania. Takie przystosowania są częste wśród ryb antarktycznych (tzw. ryby białokrweste) co jest efektem długiej ewolucji antarktycznej fauny w zimnym klimacie (około 20 mln. lat), tymczasem historia zimnej Arktyki ma nie więcej niż 1 mln lat i ten krótki czas nie pozwolił na rozwinięcie się specjalnych adaptacji. Największe ryby arktyczne to rekiny polarne, osiągające ponad 700 kg wagi i długość do 6 m. To powolne, żyjące w strefie przydennej drapieżniki, które odżywiają się niemal wszystkim – od padliny po foki i ptaki chwywane w wodzie. Drugim rekordzistą są arktyczne halibuty, wielkie płastugi osiągające długość do 4 m.

W wodach przybrzeżnych, w skałach i wśród morskiej roślinności żyją liczne gatunki małych ryb, z których warte uwagi są pokryte śluzem denniki, które potrafią przetrzymać odpływ przyczepione przyssawką z płetw brzusznych do kamieni, w wilgotnej okrywie glonów. Arktyka jest też miejscem, gdzie blisko powierzchni można zaobserwować gatunki typowo głębinowe – świetlikowata rybka *Benthosema glaciale*, w Atlantyku występująca na głębokościach 500-1500 m, w Arktyce często pojawia się tuż przy powierzchni – co jest prawdopodobnie spowodowane jej skłonnością do niskich temperatur wody. Kilka małych gatunków arktycznych ryb spotyka się też w Bałtyku, gdzie pozostały jako relikty epoki lodowej (kur diabeł, dennik, kurek szary).



Rekin polarny, zwany po angielsku rekinem śpiochem to wielki powolny drapieżnik arktycznych głębin, na zdjęciu rekin oznakowany przez naukowców z Norweskiego Instytutu Polarnego (foto NPI/NRK).



Wraz z napływem wody atlantyckiej dorsz jest coraz częściej poławianą rybą na Spisbergenie (foto archiwum IO PAN).



Mały dorszyk polarny jest podstawą sieci pokarmowej w pokrytym lodem Oceanie Arktycznym (foto Arctic Ocean Diversity web site).

Sheiko & Mecklenburg

## Ptaki

Jan Marcin Węstawski

Różnorodność gatunkowa nie jest tu wielka, zaledwie około 70 gatunków gniazduje regularnie w obszarach arktycznych (tylko 36 na Spitsbergenie, 61 na Grenlandii i 136 gatunków na Syberii), ale za to ptaki morskie tworzą w Arktyce największe kolonie na świecie. Średnia kolonia mew żyjących na skałach Spitsbergenu liczy 10-20 tysięcy osobników, a mały alczyk polarny jest jednym z najliczniejszych ptaków morskich – jego populacja jest szacowana na ponad 30 milionów.

Ptaki morskie pojawiają się w Arktyce tylko na sezon letni – od czerwca do września, i tylko w wąskiej strefie brzegowej – do wyjątków należą mewy modrodziobe, które gnieżdżą się w głębi lodu, na wystających z lodowców skałach- nunatakach. Jesień i zimę większość gatunków spędza na otwartym morzu, zwykle w niezbyt odległych od Arktyki okolicach – w chłodnej strefie, tuż poniżej zasięgu lodów morskich.

Alczyk polarny jest szczególnie ważnym gatunkiem, ponieważ w sezonie lęgowym intensywnie żeruje na morskim planktonie – niemal wyłącznie na arktycznych widłonogach zawierających wysokie koncentracje kwasów tłuszczowych. W czasie jesiennej i zimowej migracji alczyki przechodzą na dietę rybią. Ten mały ptaszek jest obiektem wielu badań naukowych, ponieważ żeruje na podstawowym poziomie troficznym i wybiera tylko określone gatunki występujące w zimnych wodach. Jego żerowanie jest więc wskaźnikiem zmian zasięgu wód polarnych.

Większość arktycznych ptaków odżywia się rybami (głównie gromadnikiem i dorszykiem polarnym) – najliczniejsze z nich to nurzyki polarne, które potrafią nurkować za zdobyczą do 40m głębokości. Mewy trójpalczaste i fulmary nie nurkują i zbierają zdobycz z powierzchni morza. Fulmary należą do najlepiej i najdalej latających gatunków ptaków arktycznych, potrafią odbywać loty żerowiskowe nawet do 300 km od kolonii. Drapieżnikami w Arktyce są nieliczne białozory (sokoły polarne) i sowy śnieżne – spotyka się je na obrzeżach Arktyki. Typowym lokalnym drapieżnikiem są wielkie mewy – mewy blade, mewy siodłate i wydrzyki wielkie (skua). W pobliżu kolonii mew spotyka się trzy gatunki wydrzyków – doskonale latających ptaków, które wyspecjalizowały się w ściganiu mew wracających z żerowiska i odbieraniu im pokarmu w powietrzu.

Morskie ptaki arktyczne odgrywają ważną rolę w funkcjonowaniu ekosystemu arktycznego, ponieważ przenoszą energię (pokarm) z produktywnego morza na niemal pustynny ląd. Ptaki w wielkich koloniach nawożą tundrę i oddają znaczące ilości azotu i fosforu z powrotem do środowiska morskiego. Wokół kolonii ptasich powstają tzw. gleby ornitogenne, porośnięte azotolubną roślinnością, tak więc praktycznie tylko dzięki ptakom w strefie przybrzeżnej arktycznych wysp rozwija się życie na lądzie.



Zielone pasmo roślinności na wybrzeżu wyrosło dzięki nawożeniu gleby przez ptaki (foto J. Wiktor jr).



Alczyk karmi pisklaka wysosokoenergetycznym planktonem (foto C. Nello).

## Ssaki

Jan Marcin Węśławski

Niemal wszystkie wielkie gatunki wielorybów z północnej półkuli, wędrują w okresie letnim do Arktyki – a właściwie na jej obrzeża, gdzie wzdłuż krawędzi ustępującego lodu zimowego tworzą się najbogatsze żerowiska dla tych zwierząt. Wale błękitne, finwale, sejwale i humbaki żerują w Atlantyku na Morzu Grenlandzkim i Barentsa, a wale szare i wale grenlandzkie w pacyficznym sektorze Arktyki, na Morzach Czukockim i Beauforta. Najbardziej pospolity i często widywany jest minkie – czyli 8 m wal karłowaty.

Kosmopolityczne orki, obserwowane często w polarnych wodach unikają jednak lodu morskiego i spotyka się je w strefach subarktycznych. Typowe dla Arktyki są dwa gatunki małych waleni, które spędzają w tym regionie całe swoje życie. Narwal jest rybożernym gatunkiem związanym ze strefą krawędzi lodu dryfującego, a Biełucha lubi ujścia rzek i wody przybrzeżne.

Inną grupę ssaków arktycznych stanowią płetwonogie, wśród nich największe to morsy, jeszcze w połowie XXw zagrożone wytepieniem w Arktyce Europejskiej. Dziś żyje tu stabilna populacja licząca kilka tysięcy osobników. Jeszcze liczniejsze są morsy w sektorze pacyficznym, na wybrzeżach Czukotki i Alaski. Wśród fok arktycznych najliczniejsze są żyjące na otwartym morzu i w polach paku lodowego foki grenlandzkie – ich populacja u atlantyckich wybrzeży Kanady oceniana jest na siedem milionów osobników. We fjordach i w pobliżu wybrzeży występują licznie małe foki obrączkowane, które potrzebują do rozrodu trwałej pokrywy lodowej z grubą warstwą śniegu, w której kopią jamy lęgowe. Listę pospolitych gatunków fok zamyka foka brodata, żerująca na płytkich wodach u wybrzeży polarnych wysp.

Niedźwiedzie polarne to właściwie zwierzęta morskie, poza krótkim okresem lęgowym spędzają całe życie na dryfujących lodach polując na foki. To gatunek najbardziej zagrożony zanikaniem lodu morskiego, ponieważ nie potrafi skutecznie polować na lądzie.

Ssaki morskie to nie tylko charyzmatyczne zwierzęta budzące sympatię widzów i ściągające turystów do Arktyki. To gatunki pełniące bardzo ważną rolę w funkcjonowaniu Arktycznego ekosystemu. Na Morzu Barentsa konsumpcja ryb w ciągu roku dzieli się prawie równo na trzy części pomiędzy rybaków, ptaki morskie i ssaki. Ssaki morskie są więc czynnikiem regulującym obieg materii organicznej ze strony szczytu piramidy pokarmowej – zjawisko znane jako "top down control". Ponieważ w wodach polarnych możliwe jest istnienie bardzo krótkich sieci troficznych – od mikroplanktonu przez makroplankton do ssaków (wieloryb zjadający kryla, który żywi się okrzemkami), zmiany w liczebności drapieżników przenoszą się szybko do podstaw ekosystemu.



Niedźwiedź polarny – i jego miejsce w sieci troficznej, ściśle związane z lodem morskim, ale jest też padlinożercą (foto L. Iliszko).



Płetwonogie Atlantyckiej Arktyki – foka obrączkowana, brodata, pospolita, szara, kapturzik, grenlandzka i mors – nie zachowano proporcji ciała poszczególnych gatunków (rys. S. Węśławski).

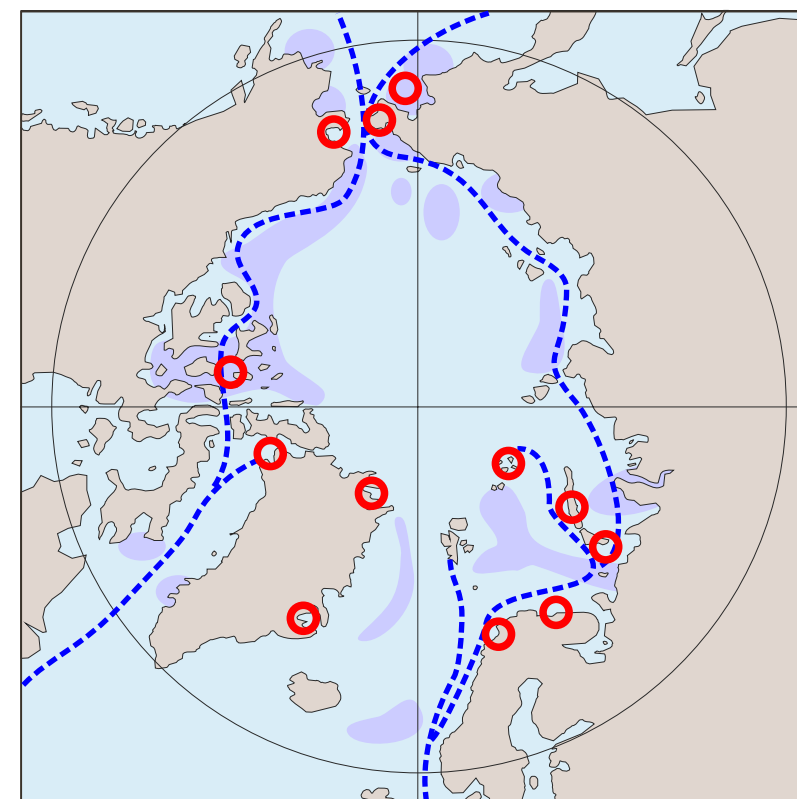
## Arktyka - znaczenie społeczne i ekonomiczne Joanna Piwowarczyk

**Rdzeni mieszkańcy Arktyki:** Zależnie od tego, jak się określi zasięg rejonów arktycznych, może w nich przebywać na stałe od dwóch do czterech milionów ludności, tak rdzennej jak i nierodzimiej. Życie rdzennych mieszkańców Arktyki opiera się na zbieractwie, polowaniu na niedźwiedzie polarne, morsy, fok i karibu, połowie ryb, a także wypasie reniferów. Zbieractwo i arktyczna zwierzyna stanowią nie tylko podstawę wyżywienia ludzi żyjących od pokoleń w Arktyce, ale także fundament ich tożsamości kulturowej i życia społecznego. Oparta na bliskich związkach z przyrodą tożsamość wyrażana jest poprzez reguły polowania, tradycje pasterskie, podział zasobów na podstawie stopnia pokrewieństwa, a także lokalne obrzędy, na przykład związane z pierwszym udanym polowaniem. Tożsamość ta stanowi ramy dla relacji międzyludzkich i relacji ludzi ze zwierzętami. Zmiany w zakresie występowania gatunków oraz tras ich migracji, mniejsza ich dostępność dla łowców, mniejsza przewidywalność pogody oraz niestabilne warunki lodowe stanowią poważne wyzwanie dla przetrwania i zachowania tożsamości lokalnych społeczności. Zmiany następujące obecnie w Arktyce mogą wkrótce doprowadzić do całkowitego wyginięcia niektórych kultur. Tak może stać się w przypadku Inuitów. Globalne ocieplenie prowadzi do zmniejszania się pogłowia zwierząt, na które polują członkowie tej grupy etnicznej.

**Zdrowie ludzkie:** Bezpośrednie negatywne skutki ocieplenia klimatu mogą obejmować zwiększony stres termiczny w lecie oraz wypadki związane z nieprzewidywalnymi warunkami pogodowymi i lodowymi. Przesuwanie się zasięgu występowania niektórych zwierząt na północ będzie stwarzało warunki do rozprzestrzeniania się chorób odzwierzęcych. Na zdrowie ludzi wpłynie ujemnie zwiększone obciążenie psychiczne i społeczne związane ze zmianami w środowisku i stylu życia oraz utrudnienia w dostępie do dobrej jakościowo wody pitnej. Spodziewać się można dysproporcji w tym zakresie, które wynikać będą z regionalnych różnic w dynamice zmian klimatycznych i różnic w stanie zdrowia oraz zdolnościach adaptacyjnych poszczególnych grup społecznych. Mieszkańcy małych izolowanych społeczności, z obszarów o niskim rozwoju infrastruktury, gdzie dostęp do opieki zdrowotnej jest najniższy, zostaną prawdopodobnie najbardziej dotknięci niekorzystnymi zmianami.

**Infrastruktura, przemysł i transport:** Coraz wyższy poziom morza oraz zmniejszanie się pokrywy lodowej wywołuje silniejsze sztormy oraz wyższe fale sztormowe, co prowadzi do większych szkód powodowanych przez erozję brzegów. Zanik wiecznej zmarzliny dodatkowo osłabia arktyczne wybrzeża oraz zwiększa ich podatność na zniszczenia. W niektórych rejonach koszty zapewnienia bezpieczeństwa osiedli i obiektów przemysłowych wzrosły tak bardzo, że konieczne było ich przeniesienie. Takie gałęzie przemysłu jak wydobywanie gazu, ropy naftowej czy leśnictwo stoją przed nowym wyzwaniem: skróceniem okresów, kiedy zamrożone są drogi, jeziora i tundra, a zatem twardość gruntu pozwala na ich wykorzystanie do komunikacji i transportu. Zmniejszenie twardości gruntu zwiększa koszty utrzymania budynków, dróg, rurociągów oraz innych instalacji przemysłowych. Ocieplający się klimat wpływa także na wzrost liczby pożarów lasów czy występowanie owadów pasożytniczych.

**Szlaki morskie:** W ciągu ostatnich 50 lat postępująco zmniejsza się arktyczna pokrywa lodowa. Modele klimatyczne prognozują, że wkrótce pokrywa będzie mniejsza nie tylko latem, ale także wiosną i jesienią, co umożliwi wykorzystanie nowych szlaków dla żeglugi w coraz dłuższym okresie. Wraz z otwarciem niedostępnych do tej pory do komercyjnego wykorzystania obszarów morskich można się spodziewać wzrostu konfliktów o przestrzeń, szczególnie w odniesieniu do eksploatacji dna morskiego. Potrzebne będą nowe międzynarodowe regulacje dotyczące praw do eksploatacji tych nowych zasobów. Rozwój transportu oraz gospodarki morskiej wymagać będzie także nowych przepisów poświęconych bezpieczeństwu morskemu, a w szczególności ochronie środowiska. Zwiększenie dostępności terenów arktycznych spowoduje wzrost ryzyka degradacji środowiska wskutek działalności człowieka, na przykład wycieków ropy naftowej. Ostatnie badania wskazują, że skutki wycieku ropy są dużo poważniejsze w zimnych wodach arktycznych, niż wcześniej przypuszczano.



- bazy wojskowe
- główne drogi morskie
- złoża ropy naftowej i gazu

rys. S. Węslawski

## Zespół autorów z IO PAN

Jacek Beldowski – dr, adiunkt, specjalista w zakresie chemii morza

Agnieszka Beszczyńska-Möller – dr, adiunkt, specjalizuje się w hydrologii Mórz Nordyckich

Tomasz Borszcz – doktorant – pisze pracę o ewolucji grubości pancerzy jeżowców

Mirosław Darecki – dr, adiunkt, specjalista w zakresie optyki morza i technik satelitarnych

Marta Głuchowska – doktorantka – pisze pracę o zooplanktonie fiordów Spitsbergenu

Ilona Goszczko – doktorantka, pisze pracę na temat Prądu Zachodnio-spitsbergeńskiego

Piotr Kukliński – dr hab. prof. IO PAN, ekolog morski, specjalista od fauny poroślowej

Karol Kuliński – dr, adiunkt, specjalista w zakresie chemii morza

Sławomir Kwaśniewski – dr, adiunkt, ekolog morski, specjalista od zooplanktonu morskiego

Janusz Pempkowiak – prof. dr hab., chemik morski, specjalista od bilansu węgla w morzu

Tomasz Petelski – dr hab., prof. IO PAN, specjalista w zakresie aerozoli i meteorologii morskiej

Jacek Piskozub – dr hab. prof. IO PAN, specjalista w zakresie fizyki atmosfery i klimatu

Joanna Piwowarczyk – doktorantka, pisze pracę o dobrach i usługach ekosystemów morskich

Agnieszka Promińska – doktorantka, pisze pracę na temat hydrologii fjordów Spitsbergenu

Anna Rozwadowska – dr, adiunkt, specjalizuje się w fizyce atmosfery

Aleksandra Szczepańska – doktorantka, pisze pracę na temat chemii osadów morskich

Joanna Szczucka – dr hab. prof. IO PAN, specjalista w zakresie akustyki morza

Beata Szymczycha – doktorantka, pisze pracę na temat chemii osadów morskich

Agnieszka Tatarek – doktorantka, pisze pracę na temat makro glonów na Spitsbergenie

Waldemar Walczowski – dr hab. prof. IO PAN, zajmuje się hydrologią Oceanu Arktycznego

Jan Marcin Węśławski – prof. dr hab., ekolog, specjalista w zakresie różnorodności biologicznej

Józef Wiktor – dr, adiunkt, botanik morski, specjalista od glonów lodowych

Józef jr Wiktor – doktorant, pisze pracę na temat strefy pływowej w Arktyce

Maria Włodarska-Kowalczyk – dr hab. prof. IO PAN, ekolog morski, specjalistka od bentosu

Agata Zaborska – dr, adiunkt, specjalistka w zakresie geochemii morskiej

Marek Zajączkowski – dr hab. prof. IO PAN, geolog morski i paleoceanograf

## Adresy stron WWW wybranych projektów arktycznych

Projekt ALKEKONGE – <http://www.iopan.gda.pl/projects/Alkekonge/>

Projekt ATP – <http://www.eu-atp.org/>

Projekt AWAKE – <http://water.iopan.gda.pl/projects/AWAKE/>

Projekt ArcOD CoML – <http://www.arcodiv.org/>

Stacja Polska w Hornsundzie – <http://hornsund.igf.edu.pl>

Instytut Oceanologii PAN – <http://www.iopan.gda.pl>

Hornsund, Punkt Flagowy Bioróżnorodności – <http://www.iopan.gda.pl/projects/biodaff/>

IV Międzynarodowy Rok Polarny – <http://www.ipy.org/>

Sieć Współpracy ARCTOS – <http://www.arctosresearch.net/>

Strona Międzynarodowego Komitetu Arktycznego IASC – <http://iasc.arcticportal.org/>

Raport o zmianie klimatu w Arktyce – <http://www.acia.uaf.edu/pages/scientific.html>

**redakcja:** Jan Marcin Węśławski

**opracowanie graficzne:** Stanisław Węśławski

**okładka:** Stanisław Węśławski wg. fotografii Anny Drapella

**zdjęcia i rysunki** udostępnione przez wymienionych w podpisach autorów oraz Arctic Ocean Diversity (<http://www.arcodiv.org/>) - str.87, 89, 101 oraz Norweski Instytut Polarny - str. 101

**wydawca:** © Instytut Oceanologii Polskiej Akademii Nauk w Sopocie

**nakład:** 500 egzemplarzy

**druk:** BROKER-INNOWACJI Gabriela Gic-Grusza

ISBN 83-911901-9-6

Sopot 2012

książka jest dostępna w internecie pod adresem  
[http://www.iopan.gda.pl/projects/Arktyka\\_europejska/](http://www.iopan.gda.pl/projects/Arktyka_europejska/)





Ta książka jest poradnikiem – to niepełny słownik Arktyki z wybranymi pięćdziesięcioma zagadnieniami dotyczącymi morza, obrazującymi zakres badań Instytutu Oceanologii PAN w tym rejonie. Celem tej publikacji jest też propagowanie wiedzy o morzu oraz budowa wrażliwości społecznej na sprawy zmiany klimatu oraz różnorodności biologicznej. Warto uświadomić sobie, że wszyscy jesteśmy użytkownikami Arktyki bo łączy nas klimat i zasoby.

ISBN 83-911901-9-6

**B**ROKER-INNOWACJI

Gabriela Gic-Grusza

