

Dynamika zmian pokrywy lodowej w obszarach podbiegunowych w świetle obrazów teledetekcyjnych

Andrzej Ciołkosz

Instytut Geodezji i Kartografii
ul. Modzelewskiego 27, 02–679 Warszawa

Lody morskie pokrywające obszary podbiegunowe są jedną z najbardziej zmiennych form pokrycia globu ziemskiego, która zmienia swoje rozmiary nie tylko w zależności od pór roku, ale także której wielkość zmienia się z roku na rok. Zarówno lody morskie, jak też lądolody i lodowce oddziałują w istotny sposób na bilans energetyczny Ziemi. Specyficzne właściwości interakcji lodów morskich z widmem elektromagnetycznym powodują, że odbijają one większość padającego na nie promieniowania widzialnego. Wyraża się to szczególnie wysokim współczynnikiem odbicia, znacznie większym niż otaczających je wód. Między odbiciem promieniowania przez lody, a jego pochłanianiem przez wodę istnieje określona równowaga energetyczna. Naruszenie tej równowagi, na przykład przez zwiększenie, wskutek różnych przyczyn, powierzchni lodów, sprawi, że więcej energii słonecznej będzie odbijane w przestrzeń kosmiczną, a mniej absorbowane przez wodę. Nastąpi zatem ochłodzenie klimatu z tendencją do dalszego zwiększania się powierzchni lodów, kosztem otwartych wód morskich, co w konsekwencji prowadzi do kolejnego ochładzania. Jeśli natomiast z jakichś przyczyn nastąpi ocieplenie klimatu, to fakt ten wpłynie na zmniejszenie się powierzchni lodów morskich. Zatem mniej energii słonecznej docierającej do powierzchni Ziemi będzie odbijane, więcej zaś pochłaniane przez rosnącą powierzchnię otwartych wód. To z kolei sprawi, że równowaga energetyczna zostanie naruszona i zwiększona dawka promieniowania słonecznego, zaabsorbowana przez wody, wpłynie na ocieplenie klimatu. W konsekwencji doprowadzi to do dalszego kurczenia się powierzchni lodów i dalszego ocieplenia.

Znajomość zachowywania się powierzchni lodów morskich ma więc istotne znaczenie dla określenia tendencji zmian klimatycznych zachodzących obecnie na globie ziemskim. Nic więc dziwnego, że badanie lodów polarnych jest przedmiotem zainteresowania coraz większej liczby naukowców pracujących w różnych instytucjach badawczych na całym świecie.

Teledetekcja mikrofalowa

Badania lądolodów polarnych, a także lodu morskiego w obszarach podbiegunowych napotykały na liczne trudności z uwagi na niedostępność terenu, surowe warunki klimatyczne, długie okresy nocy polarnej, a przede wszystkim na rozległość tej formy pokrycia globu ziemskiego. Nic więc dziwnego, że badania były prowadzone na ograniczonym obszarze, w stosunkowo krótkich

okresach i dość wrywkowo. Nawet zastosowanie obserwacji prowadzonych z pokładów samolotów, fotografii lotniczej, a także satelitarnej nie przyczyniło się znacząco do rozszerzenia zakresu badań obszarów polarnych, gdyż istniejąca wówczas technika umożliwiała wykonywanie zdjęć tylko w widmie widzialnym oraz bliskiej i dalekiej podczerwieni. Rejestracja tych zakresów promieniowania była więc możliwa wyłącznie w warunkach dobrej pogody. Tymczasem regiony polarne charakteryzują się często dużym zachmurzeniem, eliminującym możliwość stosowania optycznych technik zdalnego pozyskiwania informacji.

W wyniku wieloletnich badań nad wykorzystaniem pasywnego promieniowania mikrofalowego do pozyskiwania informacji o środowisku geograficznym, prowadzonych w wielu ośrodkach amerykańskich, stwierdzono, że mikrofałe różniące się częstotliwością mogą dostarczać różnych informacji o poszczególnych komponentach środowiska i ich charakterystyce. Zakres potencjalnych zastosowań mikrofalowego promieniowania emitowanego z powierzchni Ziemi przedstawia tabela 1.

Tabela 1

Wielkości mierzone za pomocą sensorów mikrofalowych i częstotliwości wykorzystywane do tych pomiarów

Wielkość fizyczna	Częstotliwość (GHz)										
	1,4	6	10	18	21	37	55	90	160	183	
	Długość fali (cm)										
	21	5	3	1.6	1.4	0.81	0.54	0.33	0.19	0.16	
Wilgotność gleby	■	□									
Śnieg		□	□	■		■		●			
Opady nad oceanami			●	■	□	●					
Opady nad lądem				●		■		■		●	
Temperatura powierzchni morza		■	●	●	●	□					
Lód morski - zasięg				■		■		□			
Lód morski - rodzaj		□	●	■		■		●			
Prędkość wiatru przy powierzchni morza			■	●	□	□					
Para wodna ogółem (nad oceanami) w profilu atmosfery				■	■	●					
Woda w chmurach (nad oceanami)	●				●	■		●			
Profil temperatury					□	□	■	□			

Objaśnienia: ■ - zakres niezbędny, ● - zakres ważny, □ - zakres przydatny (źródło: NASA 1987)

W badaniach lodów morskich szczególnie przydatne są mikrofałe o częstotliwości 18 i 37 GHz, aczkolwiek fale o innych częstotliwościach też dostarczają wiele uzupełniających danych odnoszących się do charakterystyki pokrywy lodowej. W zakresie promieniowania mikrofalowego lód ma zupełnie inną emisyjność niż woda i dlatego może być łatwo od niej odróżniany. Szczególnie pomocnym w rozpoznawaniu pokrywy lodowej jest korzystanie z danych dostarczanych jednocześnie w kilku częstotliwościach. Oczywiście możliwe jest też odróżnianie lodów morskich od

wody w zakresie dalekiej podczerwieni, lecz w tym przypadku istotną rolę odgrywają warunki atmosferyczne. Zachmurzenie bowiem uniemożliwia rejestrację długofalowego promieniowania podczerwonego emitowanego z powierzchni wody i lodu, natomiast promieniowanie mikrofalowe przenika bez większych przeszkód przez chmury, więc ich obecność nie wpływa na pozyskiwanie danych o powierzchni globu ziemskiego prowadzone w tym zakresie widma. Rejestrację promieniowania mikrofalowego można prowadzić zarówno w dzień, jak i w nocy. Powoduje to, że długa noc polarna nie stanowi przeszkody w pozyskiwaniu informacji o lodowcach i lodach morskich pokrywających obszary wokółbiegunowe.

Podstawą odróżnienia lodów morskich od wody jest ich różna wartość temperatury luminacyjnej. Woda emituje silniej spolaryzowaną falę w płaszczyźnie pionowej niż poziomej, podczas gdy lód morski nie wykazuje tej właściwości. Wykorzystując więc zróżnicowanie właściwości emisji promieniowania mikrofalowego przez lód morski i wodę opracowano metodę, która pozwala na rozróżnienie obu tych obiektów. Mikrofałe mają właściwość penetracji lodu do pewnej głębokości i odbijają się od wtrąceń takich, jak bąbelki słonej wody lub innych ciał znajdujących się w pokrywie lodowej, które sprawiają, że nie jest ona homogeniczna. Struktura lodu zmienia się wraz z jego wiekiem i wpływa na emisyjność powierzchni lodowej. Poprzez porównanie emisyjności w kilku częstotliwościach fal (np. 18 i 37 GHz) można odróżnić lód jednoroczny od wielorocznego, a w pewnych okolicznościach rozpoznać także inne cechy lodu. Wykorzystując z kolei częstotliwość 90 GHz można wykryć obecność śniegu pokrywającego lód (NASA 1987).

Pomiary pasywnego promieniowania mikrofalowego prowadzone w kilku częstotliwościach wykorzystuje się również do określenia temperatury wody. Emisyjność wody morskiej jest bardzo niska (rzędu 0.5), a dokładność pomiaru wymagana do poprawnego określenia jej temperatury jest bardzo wysoka i wynosi około 1K. Dlatego przy pomiarach temperatury wody na podstawie danych mikrofalowych trzeba brać pod uwagę także wpływ efektów wywołanych przez wiatr i fale (które zmieniają emisyjność wody), jak również ilość wody w atmosferze. Do określania temperatury powierzchni wody wykorzystywane są fale o częstotliwości 6 GHz (dostarczające danych o temperaturze), a także fale o częstotliwościach 10, 18 i 21 GHz, które dostarczają danych niezbędnych do korekcji wpływu wiatrów i osłabienia transmisji promieniowania z powierzchni wody przez atmosferę. Przy pomiarach temperatury wody powierzchniowej wykorzystywana jest dodatkowo częstotliwość 37 GHz, w celu wykrycia i wyeliminowania przypadków, kiedy deszcz występuje przynajmniej w części pola widzenia skanera, gdyż wówczas błąd określenia temperatury wody jest zbyt duży, aby pomiar można było zaakceptować (NASA 1987).

Mikrofalowa teledetekcja satelitarna źródłem informacji o pokrywie lodowej

Sytuacja badania obszarów podbiegunowych zmieniła się radykalnie z chwilą wprowadzenia na orbitę pierwszego satelity wyposażonego w skaner rejestrujący promieniowanie mikrofalowe emitowane z powierzchni Ziemi. W grudniu 1972 r. Amerykańska Agencja Aeronautyki i Przestrzeni Kosmicznej (NASA) umieściła na orbicie wokółziemskiej satelitę Nimbus-5, na pokładzie którego został zainstalowany mikrofalowy radiometr skanujący – ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer). Radiometr ten był urządzeniem jednokanałowym, rejestrującym promieniowanie o długości fali 1.55 cm spolaryzowane w płaszczyźnie pionowej, wysyłane zarówno przez niepokrytą lodem wodę, jak i lód morski. W tym zakresie fal współczynnik emisyjności wody morskiej wynosi około 0.44, podczas gdy lodu morskiego – około 0.80–0.98. Rejestracja promieniowania

elektromagnetycznego o długości fal 1.55 cm umożliwiła otrzymanie obrazu przestrzennego rozkładu tak zwanej temperatury luminancyjnej powierzchni badanych obiektów. Można przyjąć z pewnym uproszczeniem, że temperatura luminancyjna jest iloczynem natężenia promieniowania emitowanego w określonym zakresie widma i temperatury powierzchni danego obiektu. Woda morska ma wyższą temperaturę niż lód morski, jednak z uwagi na fakt, że lód emituje więcej energii w zakresie promieniowania mikrofalowego niż woda, jego temperatura luminancyjna jest wyższa. Inaczej przedstawia się sprawa śniegu. Ma on temperaturę zbliżoną do temperatury lodu, jednak jest znacznie gorszym radiatorem niż lód, jego temperatura luminancyjna jest przez to niższa. Analiza zdjęć mikrofalowych umożliwiła zatem rozróżnianie obiektów, które w widmie widzialnym, a nawet w podczerwieni, są bardzo podobne, mianowicie śniegu i lodu.

Satelita Nimbus-5 pracował na orbicie przez cztery lata (1973–1976), dostarczając pierwszych zdjęć obszarów polarnych pokrytych lodem morskim. Na podstawie tych zdjęć można było określić zasięg (wyrażony w km²) i koncentrację lodów morskich (określaną w %, jako stopień pokrycia lodem określonego pola odniesień przestrzennych). Zbierane codziennie dane zostały uśrednione do wartości miesięcznych i na tej podstawie opracowano mapy obrazujące zasięg i koncentrację lodów morskich w Antarktyce (Zwally i in. 1983) oraz Arktyce (Parkinson i in. 1987).

W sześć lat później, 24 października 1978 r., na orbitę wokółziemską został wprowadzony kolejny, siódmy satelita z serii Nimbus. Na jego pokładzie zainstalowano znacznie doskonalsze urządzenie, mianowicie wielokanałowy mikrofalowy radiometr skanujący – SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer). Radiometr ten rejestrował promieniowanie o długościach fal od 0.81 do 4.54 cm, w pięciu pasmach i dwóch płaszczyznach polaryzacji. Rozdzielczość przestrzenna skanowania zależała od długości fali i zmieniała się od około 30 km, w przypadku fali o długości 0.81 cm, do 150 km, w przypadku fali o długości 4.54 cm. Za pomocą radiometru SMMR pozyskano znacznie dokładniejsze dane, na podstawie których można było z większą dokładnością prowadzić pomiary koncentracji lodów morskich, a także odróżniać lody jednoroczne od lodów wieloletnich.

Orbita, po której poruszał się Nimbus-7, a także szerokość pasa wybierania skanera, nie zezwalały na obrazowanie obszarów położonych powyżej 84.6° szerokości geograficznej zarówno północnej, jak i południowej. Dlatego z obszarów położonych wokół biegunów nie ma danych. O ile w przypadku bieguna południowego nie jest to szczególnie istotne, ponieważ sytuacja lodowa nie podlega tam większym zmianom, o tyle w przypadku bieguna północnego brak danych z obserwacji satelitarnych uniemożliwia analizę zmian koncentracji lodów morskich, które, jak wynika z innych obserwacji, zachodzą także wokół samego bieguna. Satelita Nimbus-7 pracował na orbicie do 1987 r. Na podstawie dostarczonych przez niego danych, podobnie jak to miało miejsce w przypadku jego poprzednika – satelity Nimbus-5, opracowano atlasy obrazujące zasięg i średnią miesięczną koncentrację lodów morskich dla każdego miesiąca w okresie od listopada 1978 do sierpnia 1987 roku (Gloersen i in. 1992). Mimo, że pierwsze mikrofalowe zdjęcia satelitarne charakteryzowały się stosunkowo małą rozdzielczością przestrzenną; była ona jednak wystarczająca do badania obszarów o powierzchni setek tysięcy km².

W 1987 r. zadanie badania lodów morskich przejął wojskowy satelita meteorologiczny DMSP (Defence Meteorological Satellite Program). Na jego pokładzie, wśród wielu urządzeń do pozyskiwania danych, umieszczono także udoskonalony radiometr mikrofalowy SSM/I (Special Sensor

Microwave/Imager). Krążąc po orbicie heliosynchronicznej na wysokości 830 km, rejestrował on promieniowanie mikrofalowe emitowane z powierzchni Ziemi o częstotliwości 19.35, 22.23, 37.0 i 85.5 GHz. Dobór orbity i szerokość pasa wybierania skanera umożliwiły obrazowanie obszarów podbiegunowych dwukrotnie w ciągu doby. Obecnie na orbitach znajdują się cztery satelity serii DMSP. Satelity te, kontynuując misje cywilnych satelitów mikrofalowych, dostarczają danych niezbędnych do określenia powierzchni lodów morskich, ich zasięgu, koncentracji, a także wieku.

Radiometry mikrofalowe umieszczone na satelitach charakteryzują się chwilowym polem widzenia o różnej wielkości, zależnej od rodzaju urządzenia, częstotliwości rejestrowanej fali oraz wysokości orbity, po której porusza się satelita. W przypadku radiometru SMMR pole to miało wymiary 69×43 km (dla fali o częstotliwości 19 GHz) oraz 37×29 km (dla fali o częstotliwości 37 GHz), natomiast w przypadku radiometru SSM/I wynosiło ono odpowiednio 55×41 km i 27×18 km. Radiometry mikrofalowe przeszukiwały więc obszary Arktyki i Antarktydy z różną rozdzielczością przestrzenną. W zależności od stopnia pokrycia wody lodem morskim ilość promieniowania mikrofalowego docierająca do sensora była różna. Umożliwiło to określenie koncentracji lodu w polu chwilowego widzenia skanera z dokładnością dochodzącą obecnie do 4%. Na dokładność tę wpływa nie tylko koncentracja lodów, ale także ich grubość, zasolenie, śnieg pokrywający lód oraz topnienie lodów i powstająca wskutek tego woda utrzymująca się na ich powierzchni.

W archiwach amerykańskiego Narodowego Centrum Danych o Śniegach i Lodach (National Snow and Ice Data Center) znajdują się informacje dotyczące zasięgu i koncentracji lodów morskich otrzymane na podstawie danych rejestrowanych przez satelity mikrofalowe Nimbus-7 (lata 1978–1987) oraz DMSP (od 1988 roku). Dane o zasięgu i koncentracji lodów morskich, pozyskane za pomocą satelitów pracujących w systemie pasywnym, były kompilowane do 3-dniowych kompozycji oraz uśredniane do wartości miesięcznych i przedstawiane na mapach w projekcji stereograficznej biegunowej. Przedstawiano na nich zasięg i koncentrację lodów morskich w polach odniesień przestrzennych o wielkości 30×30 km. Mapy te generalizowano następnie do skali 10-krotnie mniejszej w celu ich publikowania. Koncentracja lodów morskich była na nich przedstawiona kolorystycznie za pomocą 22 barw, obrazujących zmianę stopnia pokrycia wody lodem co 4%, od 12 do 100%, czyli od wody, na powierzchni której zaczynają się pojawiać kry lodowe, do pełnego jej pokrycia lodem (Parkinson i Gloersen 1993).

Powierzchnia lodów morskich i jej zmiany

Mikrofalowe zdjęcia satelitarne umożliwiły określenie wielkości powierzchni pokrytej lodem morskim w obszarach podbiegunowych. Na podstawie zdjęć satelitarnych wykonanych w latach 1973–1976 potwierdzono znany już fakt, że w Arktyce lód morski zajmuje największą powierzchnię w marcu. Wynosiła ona około 15 mln km². W czerwcu na tym obszarze globu ziemskiego zaczyna się okres topnienia lodu morskiego. Powierzchnia pokryta pakiem lodowym osiąga swoje minimalne rozmiary z końcem okresu letniego, czyli we wrześniu. Lody morskie zajmowały wówczas około 8 mln km². Sezonowa zmiana powierzchni Oceanu Lodowatego skutej lodem obejmowała zatem obszar około 7 mln km² (Parkinson i in. 1987).

Zasięg lodu morskiego w Arktyce we wrześniu, a więc pod koniec okresu topnienia, jest najbardziej wartościowym wskaźnikiem oceny stanu jakości pokrywy lodowej. Na podstawie ponad 20-letnich obserwacji stwierdzono, że zasięg lodów morskich w Arktyce zmniejszył się i średnia wieloletnia powierzchnia na początku XXI w., określona dla września, wynosiła około 7.04 mln

km². We wrześniu 2002 r. został ustanowiony swoisty rekord – 15% poniżej średniej. Powierzchnia lodów morskich była zatem mniejsza od średniej o 1 056 000 km². Był to najprawdopodobniej najmniejszy obszar pokryty lodem morskim od 50 lat. Często po roku takiego „minimum lodowego” w następnym roku lód odtwarza swą powierzchnię, lecz we wrześniu 2003 r. znowu wystąpiło takie „minimum”. Tym razem powierzchnia lodów morskich była o 12% poniżej średniej (840 000 km²). Niemal te same wartości zaobserwowano we wrześniu 2004 r. Prognozy wskazywały na to, że w 2005 r. zostanie ustanowiony nowy rekord¹. Nawet po ciepłych latach arktyczne lody morskie odzyskiwały swój zasięg w okresie zimy. Lecz w ostatnich latach zmieniło się to. Oprócz drama-tycznych zmian w okresie letnim, także w okresie zimy lód zaczął zmniejszać swą powierzchnię. Niektórzy naukowcy zastanawiają się czy arktyczny lód morski nie przekroczył już krytycznego progu, z poza którego już nie będzie w stanie powrócić do normalnego zasięgu (Fetterer i Knowles 2004).

Od 1972 roku, czyli od chwili rozpoczęcia wykonywania pierwszych mikrofalowych zdjęć satelitarnych, obszary podbiegunowe są niemal bez przerwy obrazowane przez coraz to doskonalsze urządzenia montowane na różnych satelitach. Na podstawie ponad 30-letniej serii obserwacyjnej stwierdzono, że obszar pokryty lodem morskim wokół bieguna północnego stale się kurczy. Określono, że tempo zmniejszania się powierzchni paku lodowego wynosi około 3% w ciągu dziesięciu lat. W okresie 1972–2002 powierzchnia lodów morskich w Arktyce zmniejszała się o około 300 000 km² w ciągu dekady. Tak więc co dziesięć lat ubywała powierzchnia paku morskiego o wielkości nieco mniejszej niż powierzchnia Polski. Stale prowadzone obserwacje wskazują, że tempo tego procesu nasila się i w ostatniej dekadzie powierzchnia lodów morskich wokół bieguna północnego zmniejszyła się już o ponad 360 000 km² (Parkinson i in. 2000).

Tabela 2

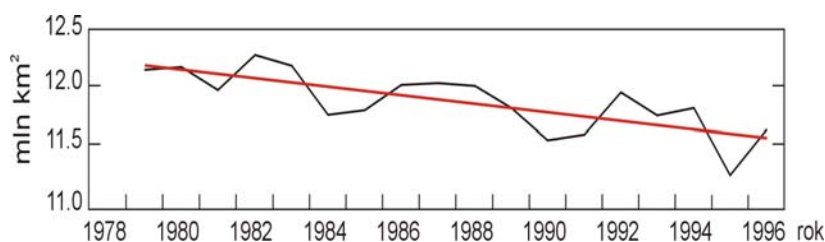
Średnia powierzchnia lodów morskich w Arktyce we wrześniu

Średnia wieloletnia	7 040 000 km ²	100%
2002	5 984 000 km ²	85%
2003	6 196 000 km ²	88%
2004	ok. 6 000 000 km ²	ok. 85%
2005	5 320 000 km ²	76%

Wg Fetterer i Knowles 2004, uzupełniona

Na rysunku 1. przedstawiono średnioroczną powierzchnię paku lodowego na obszarze Arktyki. Określenia wielkości tej powierzchni dokonano na podstawie danych zebranych przez satelity mikrofalowe pracujące w systemie pasywnym. Analizując ten rysunek można stwierdzić, że powierzchnia lodów morskich zmniejszyła się z ponad 12 mln km² pod koniec lat 70-tych ubiegłego wieku, do nieco ponad 11 mln km² w 1995 r. Na podstawie linii trendu tego zjawiska, jakim jest zmniejszanie się powierzchni lodów morskich, można oszacować wielkość średniego rocznego zaniku powierzchni paku lodowego. To zmniejszanie się obszaru pokrytego lodem kształtuje się na poziomie około 34 300 km² rocznie.

¹ Najnowsze wyniki badań lodów morskich w Arktyce wskazują, że rzeczywiście we wrześniu 2005 roku ich powierzchnia wyniosła zaledwie 5 320 000 km² (Sea ice decline intensifies, 2005).



Rys. 1. Średnia roczna powierzchnia lodów morskich na półkuli północnej w latach 1979–1996. Linia prostą zaznaczono trend procesu kurczenia się powierzchni paku lodowego (Parkinson i in. 1999)

Kurczenie się pokrywy lodowej sprawia, że odbija ona mniej promieniowania. Więcej energii słonecznej jest pochłonięte przez wodę, w efekcie czego następuje dalsze ocieplenie, co z kolei wpłynie na dalsze zmniejszenie się pokrywy lodowej. W ciągu ostatnich kilku lat we wrześniu koncentracja lodu morskiego została znacząco zmniejszona. Niektóre obecnie opracowywane modele prognostyczne zakładają, że jeśli aktualne tempo zaniku lodu morskiego pozostanie na dotychczasowym poziomie, to około 2080 r. Ocean Arktyczny może być wolny od lodów. Na podstawie prowadzonych obserwacji stwierdzono, że już obecnie okres całkowitego pokrycia lodem wód arktycznych jest na tym obszarze o 16 dni krótszy niż w 1850 roku (Sturm i in. 2003).

Różne są tłumaczenia przyczyn zanikania lodów morskich w Arktyce. Jedną z nich jest wpływ tzw. Oscylacji Arktycznej (AO). Oscylacja ta to zmienny układ ciśnienia atmosferycznego w średnich i wysokich szerokościach. We wczesnych latach 90-tych ubiegłego wieku AO charakteryzowała się tak zwanym trybem pozytywnym. W tym trybie wytwarzała ona silne wiry polarne, a powstające wiatry wywiewały lód z obszarów podbiegunowych (Rigor i in. 2002). Jednak od końca lat 90-tych AO ma neutralny tryb, a mimo to zjawisko zanikania lodów trwa dalej.

Innym tłumaczeniem zaniku lodów morskich są zmiany klimatyczne. Średnia temperatura globu ziemskiego rośnie i modele klimatyczne uznają, że jedną z najsilniejszych oznak ocieplenia jest zanik lodów morskich. Zmiany ziemskiego albedo są także jednym z kolejnych tłumaczeń zaniku lodów. Jasny lód odbija znaczną część energii słonecznej z powrotem w przestrzeń. W miarę topnienia lodów mniej energii jest odbijane, a więcej zaabsorbowane przez ciemne wody morskie. Wytwarza się swoiste sprzężenie prowadzące do dalszego zaniku pokrywy lodowej. Ponieważ obecność lodu morskiego ogranicza wymianę ciepła między oceanem i atmosferą, a także parowanie (ewaporację), jak również wpływa na cyrkulację oceanów, to wielkość powierzchni pokrytej lodem i jej zmiany mają istotne znaczenie dla klimatu całej kuli ziemskiej.

W Antarktyce powierzchnia lodu morskiego jest również największa na przełomie zimy i wiosny, która na półkuli południowej przypada we wrześniu. Wtedy to lód pokrywa około 19 mln km² wód morskich rozciągających się wokół Antarktydy. Z kolei pod koniec lata, a zatem w lutym, powierzchnia lodów morskich wokół Antarktydy jest najmniejsza i wynosi tylko około 4 mln km². Różnica powierzchni zajętej przez lód morski w lecie i zimy wynosi więc około 15 mln km² (Zwally i in. 1983).

Różnica wielkości pokrywy lodowej wynika zarówno z przyczyn klimatycznych (obszary wokół bieguna północnego są cieplejsze od obszarów położonych wokół bieguna południowego), jak też z faktu, że Ocean Lodowaty otoczony jest obszarami lądowymi uniemożliwiającymi rozprzestrzenianie się paku lodowego, natomiast wód morskich wokół Antarktydy nic nie ogranicza. Zatem lody

morskie mogą rozprzestrzeniać się aż do szerokości geograficznych, na których panują temperatury powodujące ich topnienie. Nie mniej jednak niemal zawsze glob ziemski jest pokryty lodem morskim na powierzchni równiej obszarowi Ameryki Północnej.

Teledetekcja satelitarna, a badania poziomu morza

Stwierdzony ponad wszelką wątpliwość fakt zaniku lodów morskich skłania do postawienia pytania, czy jest to zjawisko chwilowe, czy też wiąże się ze zmianami klimatycznymi i czy pozostaje w jakimś związku z działalnością człowieka i jego wpływem na klimat?

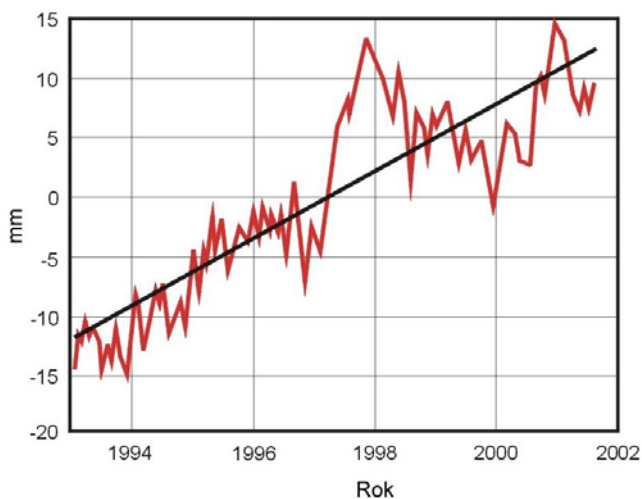
Wyniki badań osadów morskich i jeziornych, a także rdzeni lodowych wskazują, że przez ostatnie 2.5 mln lat Ziemia przechodziła przez liczne ciepłe i chłodne cykle o różnej okresowości występowania. Naukowcy wiążą te cykle po części z czynnikami astronomicznymi, takimi jak zmiany kształtu orbity Ziemi, która raz jest eliptyczna, innym razem zbliża się do koła. Powoduje to zmiany odległości od słońca, co wiąże się ze zmianami ilości energii słonecznej docierającej do Ziemi. Cykl zmiany kształtu orbity ocenia się na 100 000 lat. Innym czynnikiem astronomicznym, który może wpływać na klimat Ziemi, jest zmiana nachylenia osi ziemskiej w stosunku do płaszczyzny ekliptyki. Na zmiany klimatu może oddziaływać również precesja biegunów (Morell 2004).

Badania rdzeni lodów Grenlandii, a także lodów Antarktydy dowodzą, że w okresie ostatnich 100 000 lat występowały stosunkowo długie okresy zimna, po których następowały okresy ciepłe. W okresach zimnych były też krótkie fazy gwałtownych ociepleń i oziębień. W ciągu całej ostatniej epoki lodowej, trwającej od 70 000 do 11 500 lat temu, lodowce pokrywały znaczną część Ameryki Północnej, Europy i północnej Azji. 11 500 lat temu rozpoczęło się ocieplenie, które trwa do chwili obecnej. Jeszcze piętnaście tysięcy lat temu ogromne powierzchnie lodowe zajmowały tereny Ameryki Północnej i Eurazji. Na Antarktydzie zaś lody zajmowały powierzchnię całego szelfu, a zatem wchodziły około 200 km dalej w morze niż obecnie. Po zakończeniu epoki lodowej i ociepleniu się klimatu większość lodów stopniała. Łądolody Grenlandii i Antarktydy są pozostałością tamtego okresu (Andel 1997). Nie można zatem wykluczyć, że obserwowany obecnie zanik lodu morskiego ma przyczynę całkowicie naturalną, gdyż podobne zjawiska miały już wielokrotnie miejsce w historii globu ziemskiego. Nie można także jednoznacznie określić roli działalności człowieka w przyspieszeniu procesu ocieplenia klimatu i w konsekwencji zmniejszania się pokrywy lodowej.

Wspomniane wcześniej satelity mikrofalowe umożliwiły określenie wielkości powierzchni pokrytej lodem, jak również jej zmienności sezonowej i trendu zmian wieloletnich. Jednak, mimo wykonywania zdjęć o coraz to większej rozdzielczości przestrzennej, nie dostarczyły one informacji umożliwiających wnioskowanie odnośnie do zmiany grubości lodów pokrywających zarówno Grenlandię, jak i Antarktydę. Ta informacja jest szczególnie istotna. O ile bowiem topnienie lodów morskich nie wpływa znacząco na zmianę poziomu wody w morzach, to topniejący łądolód zwiększa ilość wody w morzach, przyczyniając się do podniesienia jej poziomu. Skutki tego procesu mogą okazać się katastrofalne dla wielu obszarów na kuli ziemskiej.

Z dotychczasowych badań nad zmianami poziomu morza wynika, że w okresie ostatniej epoki lodowej powierzchnia morza znajdowała się około 120 m niżej niż obecnie. Obszar łądów stanowił wówczas 37.1% powierzchni globu ziemskiego, podczas gdy dziś wynosi on 29.1%. Natomiast w czasie ostatniego ocieplenia poziom morza był wyższy o 6 m w porównaniu ze stanem obecnym (Andel 1997).

Do badań zmian poziomu morza wykorzystuje się dziś również metody satelitarne. Specjalnie konstruowane satelity dostarczają wielu informacji dotyczących wód morskich. Pierwszym satelitą przeznaczonym do badania mórz i oceanów był Seasat. Satelita ten, już w 1978 roku, dostarczył danych ukazujących ukształtowanie powierzchni morza, wynikające ze zmiany jej poziomu w różnych miejscach kuli ziemskiej (Elachi i in. 1995). Dziś po orbitach krąży wiele satelitów przeznaczonych do badań mórz i oceanów. Wśród nich na szczególną uwagę zasługują amerykańsko-francuski satelita Topex-Poseidon², a także amerykański Jason-1. Od kilku lat dostarczają one danych dotyczących poziomu morza. Podobne informacje przekazywały również satelity mikrofalowe Europejskiej Agencji Kosmicznej ERS-1 i ERS-2. Po zakończeniu misji tych satelitów, danych dotyczących poziomu morza dostarcza ich następca – satelita Envisat. Na podstawie pomiarów prowadzonych z satelitów stwierdzono, że obserwowane od wielu lat topnienie lodowców przyczynia się także do wzrostu średniego poziomu morza, wynoszącego około 2 mm rocznie, czyli około 20 mm na dekadę. Warto podkreślić, że o ile w połowie lat 90-tych ubiegłego wieku wzrost poziomu morza szacowano na 0.13 mm rocznie, o tyle w okresie 1997–2003 wzrost ten wyniósł już około 2 mm rocznie (Parkinson i in. 2000). Około ¼ wzrostu poziomu morza jest wynikiem zwiększania się objętości cieplejszych wód, 25% jest wynikiem topnienia małych lodowców, a 50% jest wynikiem topnienia lodów Arktyki i Antarktydy.



Rys. 2. Zmiany średniego poziomu morza (w mm) w okresie 1993–2001 (na podstawie danych z satelitów Topex/Poseidon i Jason-1 (NASA/GSFC, CNES, 2001))

Odpowiedzi na pytanie czy rzeczywiście zmniejsza się masa lodowców powinien dostarczyć nowy eksperyment satelitarny przedsięwzięty przez NASA, mianowicie GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment). Celem tego eksperymentu jest pomiar ziemskiego pola grawitacyjnego i jego zmienności w czasie i przestrzeni. Rozpoczął się on 17 marca 2002 roku, kiedy to na orbitę,

² Satelita Topex-Posejdo zakończył swoją misję w styczniu 2006 roku, po ponad trzynastu latach pracy na orbicie.

przebiegającą na wysokości około 500 km nad powierzchnią Ziemi, został wprowadzony zespół dwóch satelitów. Krążą one po tej samej orbicie w odległości 220 km jeden od drugiego. Każdy satelita jest wyposażony w system pozycjonowania (GPS), który pozwala na dokładne określenie położenia satelity w przestrzeni oraz w system pomiaru odległości, pozwalający na określanie odległości między satelitami z dokładnością około 10 μm (czyli 0.01 mm, a zatem mniej niż grubość ludzkiego włosa). Zadaniem satelitów jest precyzyjny pomiar pola grawitacyjnego Ziemi i jego zmienności w czasie i przestrzeni (NASA 2003).

Jak wiadomo grawitacja jest siłą powodującą wzajemne przyciąganie dwóch ciał. Satelity poruszają się po orbicie na skutek oddziaływania grawitacji i gdyby siła ta nie ulegała zmianom odległość między satelitami pozostałaby stała. Jednak na skutek nierównego rozkładu masy na globie ziemskim, niejednorodnego materiału, z którego ten glob jest zbudowany, a nawet z faktu, że Ziemia nie jest idealną i w dodatku niezmienną kulą, pole grawitacyjne nie jest jednakowe. Dokładne badania wskazują, że to pole ciągle zmienia się, co jest spowodowane między innymi obiegiem wody w przyrodzie.

Załóżmy, że w swym ruchu po orbicie pierwszy z zespołu dwóch satelitów znalazł się nad obszarem globu ziemskiego, w którym grawitacja, na skutek różnych przyczyn, zwiększyła się. Drugi satelita natomiast pozostał nad obszarem o niezmiennym grawitacji. Przyczyną zwiększenia grawitacji może być na przykład wzrost objętości wody podziemnej w wyniku dużych opadów na danym obszarze. Zwiększenie siły przyciągania spowoduje, że pierwszy z satelitów przyspieszy swój ruch po orbicie, co spowoduje zmianę odległości między nimi. Satelitarny system pozycjonowania określi punkt na powierzchni Ziemi, nad którym ruch pierwszego satelity uległ przyspieszeniu. Po chwili nad tym obszarem znajdzie się drugi satelita. Teraz i jego ruch zostanie przyspieszony i dogoni on pierwszego satelitę, a zatem sytuacja powróci do normalnej. Na podstawie wielokrotnych pomiarów odległości między satelitami w różnych obszarach kuli ziemskiej zostanie opracowany model rozkładu pola grawitacyjnego. Im dłuższa będzie seria pomiarowa, tym dokładniejszy będzie ów model.

Przewidziany na kilka lat eksperyment GRACE pozwoli zaobserwować zmiany w modelowym rozkładzie pola grawitacyjnego. Jak wspomniano zmiany te mogą być wywołane różnymi przyczynami, w tym zmianą masy lądolodu. Pomiar pola grawitacyjnego za pomocą wspomnianej metody jest tak dokładny, że już centymetrowe zmiany grubości lądolodu zostaną zauważone. Najnowsze wyniki analizy danych pozyskanych w trakcie misji GRACE wskazują, że w latach 2002–2005 z Lądolodu Grenlandzkiego ubyło 162 (± 22) km^3 lodu. Spowodowało to podniesienie poziomu morza o około 0.4 mm rocznie (Velicogna i Wahr 2005). W tym samym okresie Lądolód Antarktyczny zmniejszył swą objętość, głównie w zachodniej części kontynentu, o około 152 (± 80) km^3 . Ta ilość lodu odpowiada podniesieniu poziomu morza o około 1.2 mm. Stanowi to 13% wzrostu poziomu morza zaobserwowanego w latach 2002–2005 (Velicogna i Wahr 2006).

Do badań lądolodów został zaprojektowany także inny satelita mianowicie ICESat. Został on wprowadzony 12 stycznia 2003 r. na prawie biegunową orbitę, przebiegającą na wysokości około 600 km nad powierzchnią Ziemi. Na jego pokładzie znajduje się wysokościomierz laserowy GLAS – Geoscience Laser Altimeter System. Urządzenie to jest przeznaczone do określenia topografii powierzchni lądolodów i jej zmian. Położenie satelity w przestrzeni jest określane na podstawie danych dostarczanych przez precyzyjny system pozycjonowania. Laser wysyła w kierunku Ziemi wiązkę promieniowania, której ślad na powierzchni terenu ma średnicę około 70 m. Z tej powierzchni

odbija się promieniowanie i powraca do satelity. Na tej podstawie określa się odległość między orbitą satelity a terenem, nad którym, w danej chwili, przelatuje satelita. Kolejna wiązka promieniowania trafia na powierzchnię terenu w odległości 175 m od poprzedniej. Na podstawie serii takich pomiarów można odtworzyć profil powierzchni lodolodów z centymetrową dokładnością. Należy podkreślić, że pomiary laserowe są ponad 100 razy dokładniejsze od pomiarów prowadzonych za pomocą altymetrii radarowej (ICESat Brochure 2004).

Kurczenie się lodowców

Obserwacje satelitarne, a także badania prowadzone z samolotów wskazują, że zmianom podlega nie tylko paki lodowy. Jeszcze w epoce „przedsatelitarnej”, prawie 50 lat temu, zauważono, że kurczą się lodowce Alaski. W ciągu ostatnich 10 lat tempo ich zanikania zwiększyło się aż trzykrotnie. Zdjęcia lotnicze lodowca Muir w południowo-wschodniej Alasce pozwoliły na stwierdzenie, że w okresie od 1973 r. do 1986 r., a więc w ciągu 13 lat lodowiec ten cofnął się o ponad 7 000 m. (NASA 1999). Podobne zjawisko zaobserwowano nie tylko w przypadku lodowców alaskańskich, ale także w Alpach i Himalajach, gdzie tempo zaniku jest nawet większe. Zauważono również, że czapy lodowe w peruwiańskich Andach kurczą się obecnie 40 razy szybciej niż miało to miejsce w latach 60-tych ubiegłego wieku. Zdaniem badaczy amerykańskich lodowce górskie w obszarach tropikalnych mogą całkowicie zaniknąć w ciągu najbliższych 15 lat. Jest to niewątpliwie efektem ocieplania się klimatu (Morell 2004). Badania lodowców grenlandzkich prowadzone przez pracowników Służby Geologicznej USA, a także ośrodków naukowych NASA wykazały, że lodowce te, topniejąc dostarczają tyle wody do morza, że ma to istotny wpływ na wzrost jej poziomu. Warto przy tym podkreślić, że jeden z lodowców grenlandzkich – Jakobshavn, będący najszybciej poruszającym się lodowcem świata, sam dostarcza tyle wody do morza, że jego udział w przyroście poziomu morza ocenia się na 4% (NASA 2004). Ostatnio przeprowadzone badania wielkich lodowców Grenlandii ujawniły, że szybkość topnienia lodów zagraża wzrostem poziomu morza szybciej niż to zakładają najlepsze modele klimatyczne.

Pomiary temperatury powietrza w Arktyce wskazują, że średnia temperatura powietrza w ciągu ostatnich 30 lat rosła w tempie 0.5° na 10 lat. Najnowsze dane wskazują na 2–3 stopniowe ocieplenie od 1986 r. Badania rdzeni lodowych dowodzą natomiast, że w wielu obszarach świata jest dziś cieplej niż w ciągu ostatnich 2 000 lat (Morell 2004), a przełom XX i XXI w. okazał się najcieplejszym okresem od 400 lat (Sturm i in. 2003).

Również na Antarktydzie obserwuje się duże zmiany lodolodu. Kontynent ten był stale obrazowany od początku misji satelitów mikrofalowych ERS Europejskiej Agencji Kosmicznej, jak również satelitę Radarsat. Ten kanadyjski satelita w okresie wrzesień – październik 1997 r. wykonał pierwsze zdjęcia całego kontynentu antarktycznego z rozdzielczością przestrzenną 25 m, na podstawie których opracowano pierwszą fotomapę Antarktydy. Wiele zdjęć Antarktydy wykonały także satelity ERS. Satelita ERS-1 wykonał w 1992 r. zdjęcie lodowca szelfowego Larsena na Półwyspie Antarktycznym. Kolejne zdjęcie wykonane w dziesięć lat później ujawniło, że lodowiec ten cofnął się o ponad 100 km.

Ponad 30-letnie badania satelitarne lodów morskich wskazują na fakt, że podczas gdy na półkuli północnej lód topnieje, na półkuli południowej jego powierzchnia zwiększa się. Jednak w latach 1973–1977 nastąpiło tak dramatyczne zmniejszenie się powierzchni lodów wokół Antarktydy, że mimo obserwowanego w ostatnich latach zwiększania się obszaru paku lodowego, przyrost tej

powierzchni w ciągu trzydziestu lat wykazuje saldo ujemne. Warto zaznaczyć, że również lądolód antarktyczny wykazuje zmiany swej powierzchni. Zmiany te są jednak niesymetryczne. O ile we wschodniej Antarktydzie następuje przyrost powierzchni lądolodu, to w części zachodniej obserwuje się jej zmniejszanie (NASA 2004). Geneza tego zjawiska nie jest wyjaśniona.

Do badania pokrywy lodowej wokół biegunów miał włączyć się także nowy satelita Europejskiej Agencji Kosmicznej – Cryosat. Na jego pokładzie znajdował się radiolokator SIRAL (Synthetic Aperture Radar Interferometric Radar Altimeter). Satelita miał mierzyć grubość lodu ponad wodą i przy znajomości gęstości lodu można by było ustalić ogólną grubość kry. Jest bowiem prawdopodobne, że zarówno lód morski, jak i spływające do morza jezory lodowcowe, są roztapiane także od spodu za sprawą dużej ilości ciepła dostarczanej z niższych szerokości geograficznych przez głębokie prądy morskie (Wingham 2005). Start satelity odbył się 8 października 2005 roku z kosmodromu rosyjskiego w Plesiecku, lecz satelita nie wszedł na orbitę. ESA podjęła już decyzję o budowie nowego satelity – Cryosat 2.

Zakończenie

Teledetekcja satelitarna, wprzęgnięta do badań obszarów podbiegunowych od ponad trzech dziesięcioleci, dostarczyła już wielu niepodważalnych dowodów świadczących o stale zmniejszającej się powierzchni lodu morskiego, szczególnie w Arktyce. To zjawisko jest silnie skorelowane z wynikami pomiarów meteorologicznych, które wskazują na wzrost średniej temperatury globu ziemskiego. Nie ulega więc wątpliwości, że zanik pokrywy lodowej wynika ze wzrostu temperatury powietrza. Badania obszarów podbiegunowych z wykorzystaniem nowszych technik satelitarnych, ujawniają zmniejszanie się grubości lądolodu, co prowadzi do zwiększenia się ilości wody doprowadzanej do mórz i oceanów. Ten fakt z kolei wpływa na wzrost poziomu morza. Prowadzone od pewnego czasu pomiary poziomu mórz wskazują również na jego tendencje wzrostową, co, przy zachowaniu stałości tego procesu, już w tym stuleciu może mieć tragiczne skutki dla wielu obszarów nie tylko nadmorskich. Nie ma, niestety, żadnych przesłanek, na podstawie których można by sądzić, jak długo może trwać proces ocieplania klimatu i towarzyszące mu skutki obserwowane m.in. w obszarach polarnych. Jednak, biorąc pod uwagę fakt, że takie zjawiska miały już miejsce w historii Ziemi, można wnioskować, że i tym razem będzie to proces przejściowy o niemożliwym do ustalenia okresie trwania.

Literatura

- Elachi C., Goetz A., Jordan R., Kahle A., Njoku E. 1995, Microwave and Infrared Remote Sensing Sensors. [w:] Manual of Remote Sensing. American Society of Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS), Falls Church, Virginia. Wyd. II.
- van Andel T.J., 1997, Nowe spojrzenie na starą planetę. Zmienne oblicze Ziemi. Wydawnictwo Naukowe PWN.
- ICESat Brochure, 2004, <http://icesat.gsfc/nasa.gov>
- National Snow and Ice Data Center, 2004, Arctic Sea Ice Decline Continues (<http://nsidc.org>).
- Fetterer F., Knowles K., 2004, Sea Ice Index monitors polar ice extent. EOS, Transactions of the American Geophysical Society, 85, 163.
- Gloersen P., Campbell W.J., Cavalieri D.J., Comiso J.C., Parkinson C.L., Zwally H.J., 1992, Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978–1987: Satellite Passive Microwaves Observations. NASA, SP-511, National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC.

- Morell V., 2004, Globalne ocieplenie. National Geographic. Polska. Nr 12 (63) Grudzień.
- NASA, 1987, High-Resolution Multifrequency Microwave Radiometer. Instrument Panel Report. Earth Observing System. Vol. II e.
- NASA, 1999, Ice. Earth Science Enterprise and its Earth Observing System. GSFC.
- NASA, 2003, Facts. Studying the Earth's Gravity from Space. The Gravity Recovery and Climate Experiment (Grace). GSFC, Greenbelt, Maryland.
- NASA, 2004, Eyes Ice Changes Around Earth's Frozen Caps. <http://earthobservatory.nasa.gov/>.
- NASA/GSFC, CNES, 2001, Altimeters chart water level. Observing the oceans from space.
- Parkinson C.L., Gloersen P., 1993, Global sea ice coverage. [w:] Atlas of satellite observations related to global change. Ed. Gurney R.K., Foster J.L., Parkinson C.L., Cambridge University Press.
- Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Gloersen H.J., Zwally J.C., Comiso J., 1999, Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996. Journal of Geophysical Research, 104.
- Parkinson C.L., Comiso J.C., Zwally H.J., Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J., 1987, Arctic Sea Ice, 1973-1976: Satellite Passive Microwaves Observations. NASA, SP-489, National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC.
- Parkinson C.L., Rothrock D.A., Scambos T., 2000, Climate Change in the Arctic and Antarctic: The Latest Observational Evidence on Changes in Sea and Ice Shelves. Proceedings USGCRP Seminar. Washington.
- Rigor I.G., Wallace J.M., Colony R.L., 2002, Response of sea ice to the Arctic Oscillation. Journal of Climate, no. 15.
- Sea ice decline intensifies. Press release of NSIDC and University of Washington, 28 Sept. 2005.
- Sturm M., Perovich D.K., Serreze M.C., 2003, Roztopy na Północy. Świat Nauki, nr 11.
- Velicogna I., Wahr J., 2005, Greenland mass balance from GRACE. Geophysical Research Letters, 32 (18).
- Velicogna I., Wahr J., 2006, Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica. Science, Vol. 311. Iss. 5768.
- Wingham D., 2005, The Need for Cryosat. Space Research Today. COSPAR'S Information Bulletin. No. 164.
- Zwally H.J., Comiso J.C., Parkinson C.L., Campbell W.J., Carsey F.D., Gloersen P., 1983, Antarctic Sea Ice, 1973-1976: Satellite Passive Microwaves Observations. NASA, SP-459, National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC.