

## STRUMIENIE ENERGII I MASY POMIĘDZY MORZEM I ATMOSFERĄ W REJONIE ARKTYKI NORWESKIEJ

### SEA-AIR FLUXES IN THE REGION OF NORWEGIAN ARCTIC

Mirosław Miętus<sup>1,2</sup>, Janusz Filipiak<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Katedra Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Gdański  
ul. Dmowskiego 16a, 80–264 Gdańsk-Wrzeszcz  
mietus@univ.gda.pl filipiak@univ.gda.pl

<sup>2</sup> Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Oddział Morski w Gdyni  
ul. Waszyngtona 42, 81–342 Gdynia  
Miroslaw.Mietus@imgw.pl

**Zarys treści.** Tematyka pracy dotyczy strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą na wybranych akwenach morskich obszaru Arktyki Norweskiej w okresie 1991–2000. Obliczenia przeprowadzone na podstawie morskich obserwacji meteorologicznych, pochodzących z bazy ICOADS, oparto o zależności istniejące pomiędzy elementami meteorologicznymi (tzw. bulk formulas). Średnie miesięczne wartości strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego są w ciągu całego roku dodatnie. Największe wartości strumieni są charakterystyczne dla miesięcy najchłodniejszych, w trakcie miesięcy ciepłych wartości strumieni są najniższe. Wielkość wymiany ciepła jest zależna od cyrkulacji wód oceanicznych. Większe wartości strumieni cechują obszary przemieszczania się ciepłych prądów.

**Słowa kluczowe:** strumienie ciepła odczuwalnego i utajonego, morza Arktyki Norweskiej, baza ICOADS, zależności pomiędzy elementami meteorologicznymi, cyrkulacja oceaniczna

### 1. Wstęp

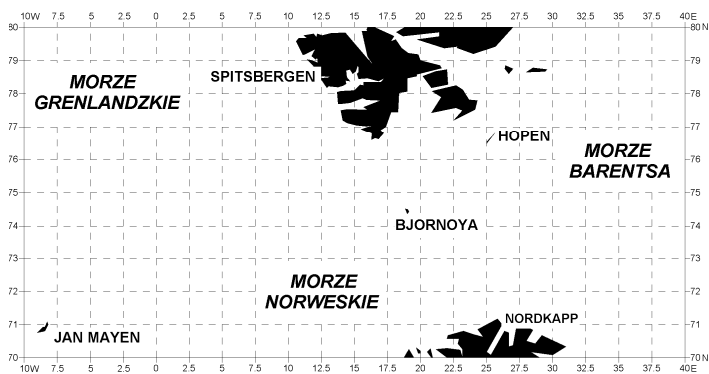
Ocena wielkości wymiany energii i masy pomiędzy oceanem i atmosferą ma bardzo istotne znaczenie dla określenia interakcji, jakie zachodzą pomiędzy wskazanymi komponentami systemu klimatycznego Ziemi. Cechą charakterystyczną obszarów wysokich szerokości geograficznych jest szczególny, na tle obszarów położonych bliżej równika, roczny przebieg wartości składowej bilansu cieplnego związanej z dopływem energii promienistej do podłoża. Przez kilka miesięcy półrocza chłodnego, w okresie nocy polarnej, do powierzchni ziemi nie dopływa promieniowanie słoneczne, z kolei przez kilka miesięcy półrocza ciepłego występuje zjawisko dnia polarnego, w efekcie czego obserwujemy wydatny wzrost wielkości promieniowania docierającego do podłoża. W strefie polarnej półkuli północnej, na morskich obszarach Arktyki sektora atlantyckiego, obok wspomnianych specyficznych warunków solarnych, ogromne znaczenie w bilansie cieplnym posiada system cyrkulacji oceanicznej, dzięki któremu do tego obszaru transportowane są wielkie zasoby ciepła z niższych szerokości geograficznych. Wielkość dopływu ciepłych wód

atlantycznych decyduje o wartościach takich składowych bilansu energetycznego mórz Arktyki, jak strumienie ciepła odczuwalnego i utajonego pomiędzy oceanem i atmosferą i wielkość wymiany ciepła w wodach oceanicznych.

W przedstawionej analizie dokonano charakterystyki strat ciepła na parowanie z powierzchni morza oraz turbulencyjnej wymiany ciepła między morzem i atmosferą na obszarze mórz Arktyki sektora atlantycznego, ograniczonym do obszaru Arktyki Norweskiej.

## 2. Charakterystyka obszaru analizy i materiału badawczego

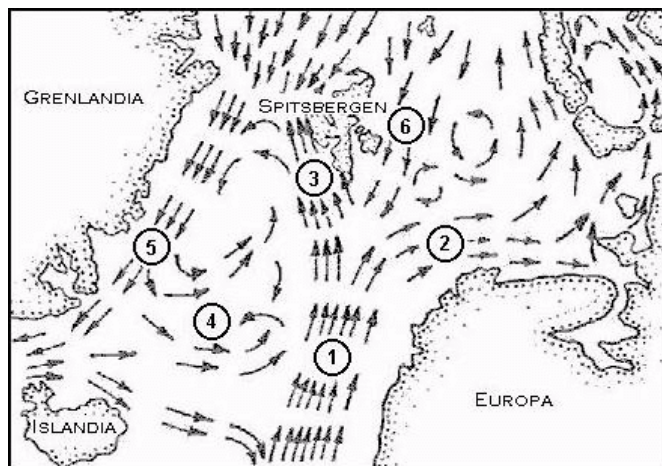
Obszar analizy zawarty został w granicach o współrzędnych 10°W – 40°E i 70°N – 80°N (ryc. 1) i objął tereny Arktyki Norweskiej oraz akwenu położonych u północnych krańców kontynentu europejskiego mórz Barentsa, Norweskiego i Grenlandzkiego.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań

Fig. 1. The location of the area under investigation

Przedstawiony obszar cechuje się intensywną poziomą i pionową wymianą wód (ryc. 2). Od południowego zachodu w rejonie badań pojawia się opływający wybrzeża Półwyspu Skandynawskiego największy z prądów systemu powierzchniowej cyrkulacji oceanicznej omawianego rejonu – ciepły Prąd Norweski, stanowiący przedłużenie Prądu Północnoatlantycznego. Wody wnoszone tą drogą do obszaru Arktyki dzielą się na dwa nurty, jeden z nich, Prąd Nordkapski, opływa północne brzegi Europy. Na północ, od rejonu 70°N (szerokość Lofotów) natomiast skierowana jest inna ciepła odnoga Prądu Norweskiego – Prąd Zachodniospitsbergeński, prąd ten płynie wzdłuż zachodnich brzegów Spitsbergenu. W pobliżu wschodnich wybrzeży Grenlandii w kierunku południowym płynie strumień zimnego Prądu Wschodniogrenlandzkiego. Pomimo niskiej temperatury wody te cechują się niewielką gęstością (wody Prądu Wschodniogrenlandzkiego to Powierzchniowe Wody Arktyczne). Wody Prądu Zachodniospitsbergeńskiego, charakteryzujące się dużą gęstością, zanurzają się pod tymi wodami i wchodzi przez Cieśninę Fram do basenu Morza Arktycznego do warstwy Arktycznych Wód Pośrednich. Ta część wód atlantycznych, która kieruje się w Cieśninie Fram na zachód, po wychłodzeniu wzdłuż skraju lodów miesza się z Powierzchniowymi Wodami Arktycznymi i wchodzi w Wir Grenlandzki, w którym opada, tworząc Północnoatlantyczne Wody Wgłębne. Od północnego wschodu przepływa wzdłuż wschodnich wybrzeży Spitsbergenu zimny Prąd Wschodniospitsbergeński.



Ryc. 2. Cyrkulacja oceaniczna w rejonie obszaru analizy: 1 – Prąd Norweski, 2 – Prąd Nordkapski, 3 – Prąd Zachodniospitsbergeński, 4 – cyklonalne prądy Basenu Północnoeuropejskiego, 5 – Prąd Wschodniogrenlandzki, 6 – Prąd Wschodniospitsbergeński (za: Majewski 1982)

Fig. 2. The oceanic circulation in the area under investigation: 1 – the Norwegian Current, 2 – the Nordkapp Current, 3 – the West Spitsbergen Current, 4 – the cyclonic currents of the North European Basin, 5 – the East Greenland Current, 6 – the East Spitsbergen Current (after: Majewski 1982)

Rejon Morza Grenlandzkiego to jeden z ważniejszych na świecie obszarów formowania się oceanicznych wód głębinowych, procesu o dużym znaczeniu dla funkcjonowania cyrkulacji termohalinowej. Gęstość wód jest warunkowana ich strukturą termohalinową, wykazuje więc ścisłe powiązanie z temperaturą i zasoleniem. Na skutek niemal obojętnej stratyfikacji całej warstwy wód północnej części Morza Grenlandzkiego, w warunkach niskiej temperatury powietrza w tym rejonie, wody powierzchniowej warstwy w wyniku wychłodzenia osiągają na tyle dużą gęstość, że powoli, w tempie około 150 m na rok zapadają się w głąb oceanu (Budéus i in. 1998). Tempo formowania się mas głębokowodnych jest ściśle powiązane z intensywnością procesów wychładzania wód powierzchniowych. Analiza długookresowych zmian temperatury mas wodnych zalegających na dużych głębokościach wskazuje na ich powolne ocieplanie się w trakcie ostatnich kilkunastu lat (Bönisch i in. 1997). Cyrkulacja termohalinowa jest najważniejszym z procesów stanowiących o pionowym transporcie ciepła w oceanie. Rola pozostałych procesów, takich jak przewodnictwo molekularne ciepła oraz wymiana turbulentna jest znacząco mniejsza, zwłaszcza w przypadku pierwszego ze wskazanych procesów. Turbulentna wymiana ciepła, zależna od pionowych gradientów prędkości, ma znaczenie w przypadku warstwy powierzchniowej oceanu.

### 3. Charakterystyka materiału źródłowego

Analizę oparto na rezultatach morskich obserwacji meteorologicznych z okresu 1991–2000 uzyskanych z bazy ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set). Baza ICOADS została stworzona w ramach współpracy pomiędzy kilkoma amerykańskimi ośrodkami badawczymi (NCDC, CIRES, NCAR oraz ERL) w pierwszej połowie lat osiemdziesiątych XX wieku (Miętus i Filipiak 2002). Pierwsza wersja bazy, ukończona w 1985 r. obejmowała około 70 mln rekordów z okresu 1854–1979 wraz z obliczonymi na ich podstawie miesięcznymi statystykami, rozpiętymi w punktach regularnej siatki  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  (Woodruff, Slutz i in. 1987). Kolejne, stopniowo udostępniane wersje bazy aktualizowano w oparciu o bieżące dane

obserwacyjne, jak również materiały archiwalne. W 1996 roku bazę rozszerzono o rezultaty obliczeń miesięcznych statystyk dwudziestu dwóch elementów dla punktów siatki o rozdzielczości 1° na 1° dla okresu od roku 1960. W trakcie kolejnych aktualizacji (wersje 1b, 1c oraz 2) do COADS włączano zbiory danych, istotnych z punktu widzenia charakterystyki warunków klimatycznych i oceanograficznych obszarów wysokich szerokości geograficznych na półkuli północnej, takie jak archiwa floty rosyjskiej z lat 1936–1996, liczące około 6 milionów rekordów oraz wyniki obserwacji prowadzonych w latach 1952–1976 na dryfujących stacjach arktycznych. Dostępna obecnie wersja ICOADS 2.1 (określenie "International" dodano do pierwotnej nazwy bazy w styczniu 2002 roku w celu podkreślenia wkładu szeregu narodowych służb meteorologicznych i oceanograficznych w rozwój bazy), obejmuje ponad 155 milionów rekordów obserwacyjnych ze statków, boi dryfujących i zakotwiczonych, platform itp. z okresu 1874–2002, a także rezultaty miesięcznych statystyk elementów: o rozdzielczości 2°x2° z okresu 1800–2002 oraz o rozdzielczości 1°x1° z okresu 1960–2002 (Worley i Woodruff 2005). Dane są uszeregowane w postaci dwóch zbiorów: w pełni kompletnych danych (tzw. delayed-mode data) z okresu 1784–1997 oraz danych w czasie rzeczywistym od marca 1997 do grudnia 2002, pochodzących z GTS (Global Telecommunications System).

Całkowita liczba rekordów uzyskanych w początkowym etapie pracy z bazy ICOADS, odnoszących się do wskazanego obszaru i okresu badawczego była bliska 240 000. Z uwagi na dużą niekompletność danych, jakimi charakteryzowała się znaczna część rekordów, ze zbioru eliminowano rekordy nie zawierające informacji o wymaganych dla potrzeb obliczeń elementach meteorologicznych. Szczegółową charakterystykę wyselekcjonowanego materiału badawczego przedstawiono przy okazji opisu metodyki obliczania wartości strumieni ciepła.

#### 4. Metodyka opracowania

W celu obliczenia strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego na drodze ocean-atmosfera możemy wykorzystać zależności, jakie istnieją pomiędzy elementami meteorologicznymi (tzw. bulk formulas), które uzyskać można z prowadzonych przez załogi statków obserwacji meteorologicznych. Przy wykorzystaniu takich elementów jak: ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza, temperatura powietrza, temperatura punktu rosy, temperatura powierzchniowej warstwy wody morskiej, oraz prędkość wiatru dokonujemy parametryzacji równań, pozwalających na obliczenie wartości bezwymiarowych współczynników (tzw. bulk coefficients), niezbędnych w przypadku obliczania strumieni.

##### 4.1. Ciepło odczuwalne

Strumień ciepła odczuwalnego można obliczyć za pomocą następującej formuły:

$$Q_H = \rho C_p C_{Hd} V (T_s - \theta)$$

gdzie:  $\rho$  – gęstość powietrza,  
 $C_p$  – ciepło właściwe powietrza,  
 $V$  – prędkość wiatru,  
 $T_s$  – temperatura powierzchniowej warstwy wody morskiej,  
 $\theta$  – temperatura potencjalna  
 $C_{Hd}$  – bezwymiarowy współczynnik (bulk coefficient) zdefiniowany przez Kondo (1975).

Temperaturę potencjalną możemy obliczyć za pomocą formuły:

$$\theta = T_a + 0.0098 z$$

gdzie:  $T_a$  – temperatura powietrza na wysokości  $z$ .

Wysokość z, na jakiej dokonywany jest pomiar jest nieznaczną (kilkanaście metrów), więc  $\theta$  można zastąpić  $T_a$ , natomiast formułę służącą do obliczania  $Q_H$  można ująć następująco:

$$Q_H = \rho C_p C_{Hd} V (T_s - T_a)$$

$\rho$  i  $C_p$  można potraktować jako wartości stałe, które są równe  $\rho = 1.293 \text{ kg m}^{-3}$  w temperaturze 273.16 K oraz  $C_p = 1005 \text{ J/ kg K}$ .

Spośród rekordów bazy ICOADS wyeliminowano te, które zawierały braki dotyczące pomiarów temperatury powietrza, temperatury powierzchniowej warstwy wody morskiej oraz prędkości wiatru. W wyniku selekcji otrzymano zbiór danych z analizowanego dziesięciolecia, liczący ponad 116 000 rekordów. Liczba rekordów uzyskanych z poszczególnych lat rozpatrywanego okresu była nierównomierna. Początkowe lata analizowanej dekady należą do najliczniej reprezentowanych przez dane (tab. 1), zdecydowanie najwięcej rekordów pochodzi z roku 1991. Z kolei najmniejszą liczbę danych zgromadzono dla okresu 1998–1999.

Tabela 1 – Table 1

Liczba obserwacji meteorologicznych użytych podczas obliczeń wartości strumienia ciepła odczuwalnego na analizowanym obszarze w poszczególnych latach okresu 1991–2000

The annual number of observations located in area under investigation used in calculations of the sensible heat in the period 1991–2000

Rok – Year	Liczba obserwacji – Number of observations
1991	28 641
1992	16 748
1993	13 582
1994	11 339
1995	10 081
1996	8 879
1997	9 009
1998	4 399
1999	5 719
2000	8 481
Łącznie – Total	116 878

Występujące dysproporcje to efekt opóźnień, jakie powstają podczas procesu przesyłania i gromadzenia danych obserwacyjno-pomiarowych z obszaru mórz w ramach działającego od lat sześćdziesiątych systemu WMO nazywanego *Marine Climatological Summary Scheme*. Podstawy systemu gromadzenia danych pomiarowo-obszaryjnych i opracowywania klimatologicznych charakterystyk morskich wypracowano w roku 1960 w czasie obrad trzeciej sesji Komisji Meteorologii Morskiej Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO 1960). Obowiązujące od 1 stycznia 1964 roku ustalenia objęły podział Wszecznegoceanu na obszary odpowiedzialności działania tzw. *Responsible Members* (RM), przygotowujących dla nich roczne charakterystyki klimatologiczne obejmujące takie elementy jak: prędkość i kierunek wiatru, temperatura powietrza i powierzchniowej warstwy wody morskiej, ciśnienie atmosferyczne i zachmurzenie. Z biegiem lat dwa z RM przekształcono w *Global Collecting Centers* (GCC – w Hamburgu i Bracknell), pełniące funkcje centrów gromadzenia i dystrybucji obserwacyjno-pomiarowych danych morskich (WMO 1993). Wprowadzono również procedury kontroli jakości materiału według jednolitego standardu (*Minimum Quality Control Standard*). Odpowiednio oznaczane są wówczas dane, których wiarygodność podczas procesu weryfikacji budzi wątpliwości.

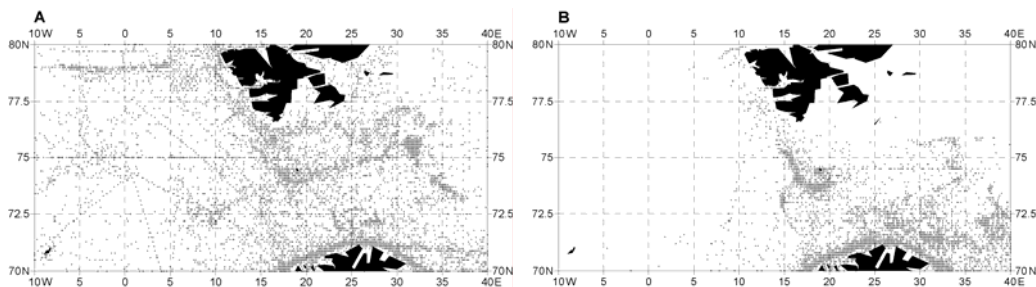
Z uwagi na skomplikowane i czasochłonne procedury weryfikacji i dystrybucji danych czas potrzebny na zgromadzenie danych reprezentujących obserwacje z danego roku ulega znacznemu wydłużeniu. Średnio rzecz biorąc, dopiero po około ośmiu - dziesięciu latach zasób danych obserwacyjnych z danego roku jest pełen.

Suma zgromadzonych rekordów w poszczególnych miesiącach również była silnie zróżnicowana (tab. 2). Najliczniej prezentowane były miesiące od sierpnia do października, najwięcej danych obserwacyjnych zgromadzono w sierpniu. Charakterystyka zmienności wartości strumienia ciepła odczuwalnego we wspomnianym miesiącu mogła zostać oparta o ponad 12000 rekordów. Najmniejszą liczbę obserwacji zgromadzono dla grudnia, nieco ponad 7500 rekordów. Przeciętnie każdy z miesięcy był reprezentowany przez populację danych liczącą około 9000 rekordów.

Tabela 2 – Table 2

Liczba obserwacji meteorologicznych użytych podczas obliczeń wartości strumienia ciepła odczuwalnego na analizowanym obszarze w poszczególnych miesiącach okresu 1991–2000  
The monthly number of observations located in area under investigation used in calculations of the sensible heat in the period 1991–2000

Miesiąc Month	Liczba obserwacji Number of observations	Miesiąc Month	Liczba obserwacji Number of observations
I	9 825	VII	9 885
II	8 847	VIII	12 167
III	9 493	IX	11 020
IV	9 061	X	10 570
V	9 152	XI	9 911
VI	9 401	XII	7 546



Ryc. 3. Rozmieszczenie na omawianym obszarze obserwacji meteorologicznych wykorzystanych podczas obliczeń wartości strumienia ciepła odczuwalnego dla miesięcy o największej (A – sierpień) i najmniejszej (B – grudzień) liczbie zgromadzonych rekordów

Fig. 3. The location of marine meteorological observations in the area under investigation used to calculate the sensible heat flux during the months characterized by the greatest (A – August) and lowest (B – December) total observation amount

Przyczyną występującego zróżnicowania są ograniczenia w dostępności dla żeglugi części akwenów omawianego obszaru w miesiącach najchłodniejszych, z uwagi na rozwój zjawisk lodowych. Przedstawione dla miesięcy o skrajnych liczbach zgromadzonych obserwacji mapy (ryc. 3a, b), wskazują występowanie akwenów, w obrębie których warunki meteorologiczne w trakcie chłodnej pory roku utrudniają, bądź całko-

wicie uniemożliwiają obecność transportu morskiego. Do obszarów takich należą Morze Grenlandzkie oraz północna część Morza Barentsa (w rozumieniu akwenów znajdujących się w granicach obszaru badań).

#### 4.2. Ciepło utajone

Strumień ciepła utajonego można obliczyć za pomocą następującej formuły:

$$Q_H = \rho L C_{Ed} V (q_s - q_a)$$

gdzie:  $\rho, V$  – analogicznie jak przy obliczaniu strumienia ciepła odczuwalnego,  
 $L$  – ciepło utajone parowania,  
 $q_s$  – wilgotność właściwa powietrza odpowiadająca temperaturze powierzchniowej warstwy wody morskiej,  
 $q_a$  – aktualna wilgotność właściwa powietrza,  
 $C_{Ed}$  – bezwymiarowy współczynnik (bulk coefficient) zdefiniowany przez Kondo (1975)

$\rho$  i  $L$  można potraktować jako wartości stałe.

Wilgotność właściwą można obliczyć przy zastosowaniu następującej formuły:

$$q_a = 0.622 \frac{e}{(SLP - 0.378e)}$$

gdzie: SLP – ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza,  
 $e$  – prężność pary wodnej zależna od wartości temperatury punktu rosy, obliczana według formuły:

$$e = 6.1121 \exp \left\{ \left( 18.728 - \frac{T_d}{227.3} \right) \left( \frac{T_d}{T_d + 257.87} \right) \right\}$$

gdzie:  $T_d$  – temperatura punktu rosy.

Podczas obliczania  $q_s$  stosujemy następującą formułę:

$$q_s = 0.622 \frac{e_s}{(SLP - 0.378e_s)}$$

natomiast w przypadku  $e_s$ , posługujemy się wzorem analogicznym jak w przypadku obliczania  $e$ , zamiast  $T_d$  stosując odpowiednio  $T_s$ :

$$e_s = 6.1121 \exp \left\{ \left( 18.728 - \frac{T_s}{227.3} \right) \left( \frac{T_s}{T_s + 257.87} \right) \right\}$$

wprowadzając dodatkowo współczynnik redukcji (0.9815), uwzględniający zależność zmian parowania od zasolenia. Wskazany rząd wielkości redukcji prężności pary wodnej przy zasoleniu 34 PSU został zaproponowany przez Sverdrupa i in. (1942).

Liczba rekordów wykorzystanych do obliczenia strumienia ciepła utajonego wyniosła ponad 43000 i była blisko trzykrotnie mniejsza, niż w przypadku ciepła odczuwalnego (tab. 3). W wyniku selekcji wyeliminowano obserwacje, w których istniały braki pomiaru temperatury powietrza, temperatury powierzchniowej warstwy wody morskiej, temperatury punktu rosy, ciśnienia atmosferycznego oraz prędkości wiatru. Najwięcej obserwacji pochodzi z roku 1993, z kolei najmniej – z roku 1998. Zróżnicowanie liczby obserwacji z poszczególnych lat analizowanego okresu jest duże. Charakterystyczne jest jednak, że dla okresu 1991–1997, każdy rok jest reprezentowany przez ponad 5000 rekordów. Liczba obserwacji z trzech ostatnich lat analizowanego dziesięciolecia jest cztero-pięciokrotnie niższa.

Tabela 3 – Table 3

Liczba obserwacji meteorologicznych użytych podczas obliczeń wartości strumieni ciepła utajonego na analizowanym obszarze w poszczególnych latach okresu 1991–2000

The annual number of observations located in area under investigation used in calculations of the latent heat in the period 1991–2000

Rok – Year	Liczba obserwacji – Number of observations
1991	5 284
1992	5 149
1993	6 187
1994	5 956
1995	5 332
1996	5 877
1997	5 999
1998	701
1999	1 020
2000	1 903
Łącznie – Total	43 408

W ogólnej liczbie obserwacji dominują rekordy z miesięcy półrocza ciepłego (tab. 4). Ogólnie rzecz biorąc, dla każdego z miesięcy zgromadzono co najmniej od 2000 do 3000 obserwacji. W lipcu i wrześniu zgromadzono około 5000 rekordów, natomiast najwięcej obserwacji, podobnie jak w przypadku ciepła odczuwalnego, pochodzi z sierpnia, blisko 7000 rekordów, z kolei najmniej – z grudnia, około 2000 obserwacji. Również przestrzenne rozmieszczenie punktów, w których wykonywano obserwacje (ryc. 4) nawiązuje do map prezentujących pochodzenie rekordów wykorzystywanych do obliczania strumienia ciepła odczuwalnego (ryc. 3). W przypadku obserwacji wykorzystanych do obliczeń intensywności wymiany ciepła utajonego, jeszcze wyraźniej zaznacza się deficyt obserwacji z akwenu Morza Grenlandzkiego.

Tabela 4 – Table 4

Liczba obserwacji meteorologicznych użytych podczas obliczeń wartości strumieni ciepła utajonego na analizowanym obszarze w poszczególnych miesiącach okresu 1991–2000

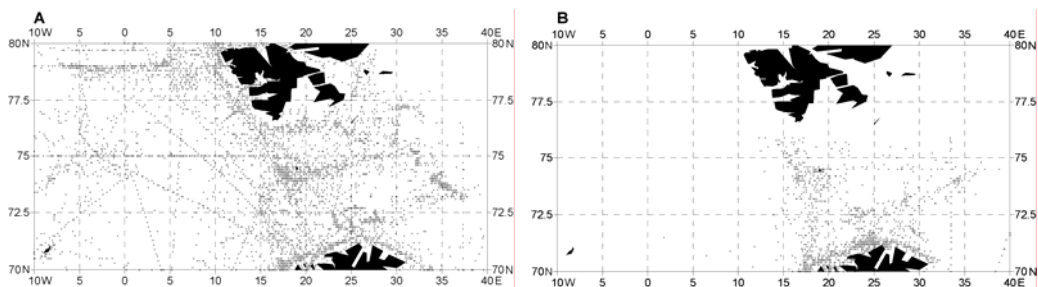
The monthly number of observations located in area under investigation used in calculations of the latent heat in the period 1991–2000

Miesiąc Month	Liczba obserwacji Number of observations	Miesiąc Month	Liczba obserwacji Number of observations
I	2 787	VII	5 201
II	2 811	VIII	6 766
III	2 840	IX	4 954
IV	2 694	X	3 663
V	2 885	XI	3 047
VI	3 747	XII	2 013

Analiza zgromadzonego materiału badawczego pozwoliła na obliczenie strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego w obszarach o wielkości 5° rozciągłości równoleżnikowej na 2.5° rozciągłości południkowej (ryc. 5). Procedurę obliczania statystyk dla każdego z pól zaczerpnięto z pracy “Manual on Marine Meteorological Services” (WMO 1990). Zgodnie z zawartymi tam wytycznymi charakterystyka nie była obliczana, jeżeli dla odpowiedniego obszaru zebrano mniej niż 10 obserwacji. Jeżeli liczba ta była mniejsza od 40,

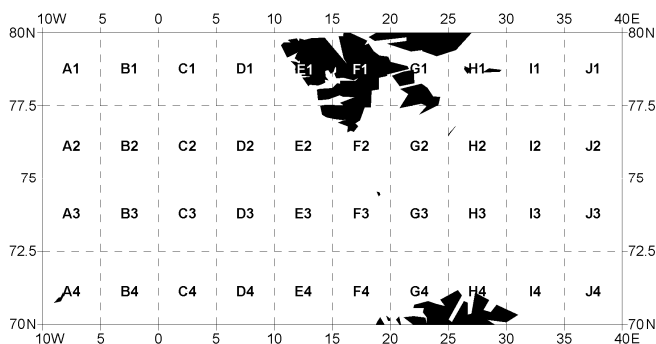


dane musiały reprezentować co najmniej 10 różnych dni miesiąca. Przy liczbie obserwacji powyżej 40, charakterystyka mogła być obliczana dla odpowiedniego obszaru bez jakichkolwiek ograniczeń.



Ryc. 4. Rozmieszczenie na omawianym obszarze obserwacji meteorologicznych wykorzystanych podczas obliczeń wartości strumienia ciepła utajonego dla miesięcy o największej (A – sierpień) i najmniejszej (B – grudzień) liczbie zgromadzonych rekordów

Fig. 4. The location of marine meteorological observations in the area under investigation used to calculate the latent heat flux during the months characterized by the greatest (A – August) and lowest (B – December) total observation amount



Ryc. 5. Rozmieszczenie i oznaczenie pól, dla których wyznaczano charakterystyki strumieni ciepła

Fig. 5. The location of the areas defined to calculate heat fluxes

W celu obliczenia wartości strumienia dla wybranego pola, w obliczeniach, obok rekordów zawartych w jego granicach, uwzględniano również obserwacje pochodzące z pól sąsiadujących. Wartość statystyki była więc średnią ważoną, obliczoną na podstawie rekordów zawartych w granicach rozpatrywanego obszaru oraz wszystkich obszarów sąsiednich, z wyłączeniem wartości ekstremalnych charakteryzujących każdy z rozpatrywanych obszarów.

## 5. Klimatologia strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego na obszarze mórz w rejonie Arktyki Norweskiej

Zmienność wartości strumienia ciepła odczuwalnego na obszarze mórz Arktyki Norweskiej wykazuje charakterystyczny przebieg roczny (tab. 5). Najwięcej ciepła ocean przekazuje bezpośrednio do atmosfery w styczniu, średnia miesięczna wartość strumienia ciepła odczuwalnego waha się od niespełna 90 W/m<sup>2</sup>

w E i NE części mórz omawianego obszaru Arktyki do blisko 120 W/m<sup>2</sup> w części środkowo-zachodniej, w osi ciepłego Prądu Zachodnispitsbergeńskiego (ryc. 6a). W lutym strumień ciepła odczuwalnego w porównaniu do stycznia zmniejsza się, ogólnie rzecz biorąc o około 10–15 W/m<sup>2</sup>, osiągając wartości od niespełna 70 do 110 W/m<sup>2</sup>, przy czym obszary występowania wskazanych wartości maksymalnych oraz minimalnych są niezmiennie w stosunku do miejsc występowania ekstremów w styczniu. We wschodniej części osi Prądu Nordkapskiego strumień ciepła odczuwalnego w lutym dorównuje wartościom charakterystycznym dla stycznia.

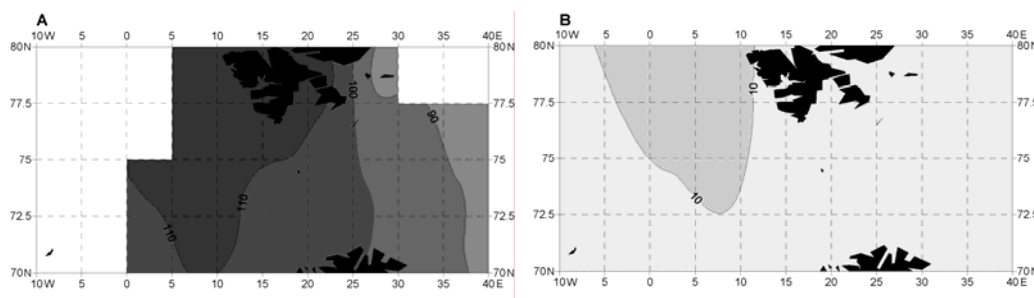
Tabela 5 – Table 5

Strumienie ciepła odczuwalnego (W/m<sup>2</sup>) w wyznaczonych obszarach Arktyki Norweskiej (oznaczenie pól jak na ryc. 5)  
The sensible heat flux (W/m<sup>2</sup>) in the analyzed areas (defined as in Fig. 5) of the Norwegian Arctic region

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XI	Rok – Year
A1	-	-	86	53	34	14	9	10	39	54	-	-	-
A2	-	-	79	50	28	15	8	9	37	46	-	-	-
A3	-	-	74	49	25	13	8	8	37	45	-	-	-
A4	-	-	72	48	19	11	5	7	42	42	-	-	-
B1	-	-	81	52	33	15	11	11	43	75	-	-	-
B2	-	-	84	50	26	14	10	10	41	59	-	-	-
B3	-	83	75	49	25	12	8	10	33	41	-	-	-
B4	-	81	74	48	21	12	5	9	37	42	-	-	-
C1	-	-	72	64	48	14	16	15	41	96	91	101	-
C2	-	-	68	60	44	14	14	15	39	83	85	96	-
C3	111	85	79	59	32	14	9	14	27	41	54	80	50
C4	105	87	77	58	31	13	7	13	29	39	53	80	49
D1	115	109	95	112	46	15	13	16	34	99	97	107	72
D2	115	108	90	102	47	16	13	16	33	90	97	98	69
D3	116	110	87	88	43	17	11	15	28	61	91	88	63
D4	112	101	82	62	39	17	9	14	25	52	61	82	55
E1	115	108	99	108	42	14	9	14	25	80	102	108	69
E2	112	108	93	98	44	17	9	13	24	70	89	92	64
E3	110	102	84	78	38	17	9	11	24	59	80	82	58
E4	110	101	80	72	38	18	9	11	23	51	69	81	55
F1	111	103	96	102	39	13	7	10	20	73	101	102	65
F2	115	97	94	95	42	17	7	9	20	66	85	87	61
F3	105	95	83	72	33	15	8	9	22	61	77	82	55
F4	102	94	81	67	32	15	9	10	22	57	69	81	53
G1	112	86	72	90	37	11	3	5	14	67	93	93	57
G2	107	98	89	89	41	17	6	6	16	65	83	85	58
G3	101	92	81	67	31	14	7	8	19	62	76	86	54
G4	101	92	82	65	31	14	8	9	21	60	70	86	53
H1	87	79	62	80	43	10	3	4	16	64	82	92	52
H2	95	81	76	79	39	14	5	4	16	65	81	86	53
H3	100	94	77	61	27	11	6	7	18	62	74	91	52
H4	100	94	79	60	25	11	6	8	19	62	68	90	52
I1	-	77	66	76	39	10	4	4	17	61	78	-	-
I2	93	87	70	70	36	13	5	5	18	65	75	91	52
I3	96	90	76	63	29	11	5	6	18	60	73	88	51
I4	95	91	76	61	28	11	5	7	18	60	69	88	51
J1	-	-	62	76	35	9	6	4	25	48	73	-	-
J2	85	90	66	72	32	12	5	6	23	49	72	89	50
J3	90	90	73	65	30	10	4	5	20	49	70	84	49

J4	90	90	75	62	28	10	4	6	18	51	68	83	49
----	----	----	----	----	----	----	---	---	----	----	----	----	----

Istotna dla miesięcy zimowych jest znaczna liczba braków w obserwacjach, uniemożliwiających przeprowadzenia obliczeń dla akwenów rozciągających się na zachód od południka 0° na szerokości 70–75°N i 5°E na 75–80°N oraz w północno-wschodniej części omawianego obszaru. W marcu wartość strumienia ciepła odczuwalnego na omawianym obszarze waha się od niespełna 65 do blisko 100 W/m<sup>2</sup>, po czym w kwietniu ponownie wzrasta, nawet do wartości około 110 W/m<sup>2</sup> w jego południowej części, leżącej na nurtach Prądów Zachodniospitsbergeńskiego i Norweskiego.



Ryc. 6. Przestrzenne zróżnicowanie strumieni ciepła odczuwalnego (W/m<sup>2</sup>) w miesiącach o skrajnych wartościach: A – styczeń, B – lipiec

Fig. 6. The spatial distribution of the sensible heat flux (W/m<sup>2</sup>) in the January (A) and July (B)

W miesiącach wiosennych i letnich, zarówno wartości strumienia ciepła odczuwalnego, jak i jego amplituda maleją w porównaniu z miesiącami wcześniejszymi. W maju wartość omawianego strumienia zmienia się od 20 do niespełna 50 W/m<sup>2</sup>, w czerwcu nie przekraczają 20 W/m<sup>2</sup>, natomiast w lipcu jedynie na obszarach, które znajdują się w południowej części omawianego regionu, w zasięgu oddziaływania ciepłych wód prądów Zachodniospitsbergeńskiego i Norweskiego wartość strumienia ciepła odczuwalnego przekracza 10 W/m<sup>2</sup> (ryc. 6b). W sierpniu wartość rozpatrywanej charakterystyki jest tylko nieznacznie większa niż w lipcu, otrzymane maksima nie przekraczają 16 W/m<sup>2</sup>.

Jesienią ma miejsce wyraźne zwiększenie przekazywania ciepła przez powierzchnię morza do atmosfery. We wrześniu wartości strumienia ciepła odczuwalnego wahają się od niespełna 20 do ponad 40 W/m<sup>2</sup>. Obszary występowania wartości skrajnych omawianych charakterystyk przesuwają się w stosunku do dotychczas opisywanych. Miejsce występowania najbardziej intensywnej wymiany ciepła odczuwalnego pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą położone jest na wschód od głównego nurtu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego, w strefie oddziaływania słabszych, w porównaniu z wymienionym uprzednio, prądów Basenu Północnoeuropejskiego. Najmniejsze wartości strumienia ciepła odczuwalnego występują we wrześniu we wschodniej i południowo-wschodniej części analizowanego obszaru. W październiku intensywność wymiany ciepła odczuwalnego pomiędzy oceanem a atmosferą wzrasta w stosunku do miesięcy wcześniejszych i osiąga wartości od około 40 do blisko 100 W/m<sup>2</sup>. W trakcie dwóch ostatnich miesięcy roku wartości strumienia ciepła odczuwalnego osiągają poziom nieznacznie tylko niższy od charakterystycznego dla stycznia, przy czym wartości obliczone dla grudnia przewyższają te, które opisują intensywność wymiany ciepła odczuwalnego w listopadzie. Zakres wartości omawianych charakterystyk waha się od 70 do około 100 W/m<sup>2</sup> w listopadzie oraz od ponad 80 do blisko 110 W/m<sup>2</sup> w grudniu. Średnia roczna

wartość strumienia ciepła odczuwalnego wynosi od 72 W/m<sup>2</sup> w rejonie zachodnich wybrzeży Spitsbergenu do niespełna 50 W/m<sup>2</sup> we wschodniej części analizowanego akwenu Morza Barentsa.

Formuła zastosowana do obliczenia wartości wymiany ciepła odczuwalnego pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą wykorzystuje zależności, jakie istnieją pomiędzy wielkością tej wymiany a poszczególnymi elementami meteorologicznymi. Do najistotniejszych składowych równania zaliczyć należy prędkość wiatru, która decyduje o intensywności turbulencyjnego przenoszenia ciepła od powierzchni morza do atmosfery oraz pionowego gradientu temperatury powietrza nad morzem. W sytuacji, gdy powierzchnia morza jest cieplejsza od zalegającego nad nią powietrza, strumień ciepła odczuwalnego jest dodatni, tzn. skierowany jest od morza do atmosfery, co oznacza proces ogrzewania powietrza kosztem ciepła zgromadzonego w wodzie. Jednocześnie wzrasta intensywność procesów turbulencji, a znaczny pionowy gradient temperatury powietrza może prowadzić nawet do istotnych zaburzeń atmosferycznych. Proces ten trwa nieprzerwanie do momentu, gdy zmiana nie ulegnie równowadze atmosfery w wyniku np. adwekcji powietrza o temperaturze co najmniej równej temperaturze powierzchniowej warstwy wody morskiej. Jeżeli powierzchnia morza jest chłodniejsza od atmosfery, dochodzi do przenoszenia ciepła od atmosfery do morza. Proces ten trwa jednak tylko do chwili, gdy w wyniku ochładzania warstwy powietrza zalegającego najniżej nad powierzchnią morza, nie wzrosnie stabilność atmosfery, co sprzyjać będzie osiadaniu powietrza oraz zahamowaniu wymiany ciepła pomiędzy omawianymi ośrodkami.

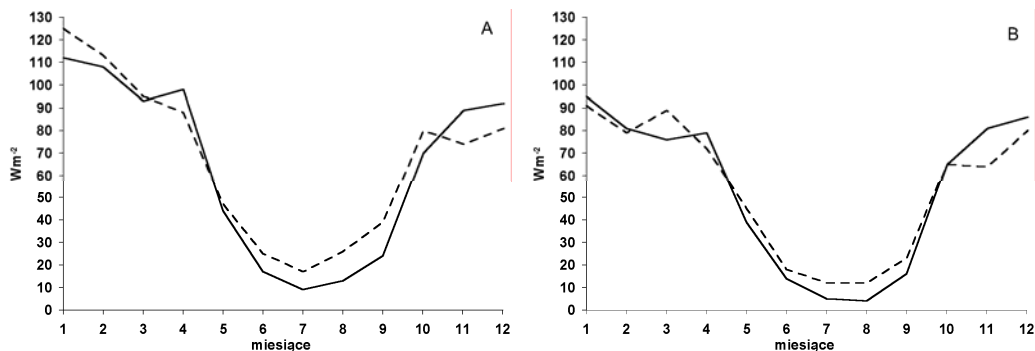
O znaczeniu równowagi atmosfery dla wymiany ciepła odczuwalnego pomiędzy morzem i atmosferą świadczy wprowadzenie do równania odpowiednio zdefiniowanego współczynnika (bulk coefficient), który w zależności od typu równowagi atmosfery pozwala na dokładną korektę wartości strumienia ciepła. W zależności od sytuacji, wartość korekty może wynosić do kilkudziesięciu procent wartości strumienia.

Wartości strumienia ciepła odczuwalnego w rejonie mórz Arktyki Norweskiej wskazują na zdecydowaną przewagę strumienia ciepła, skierowanego od powierzchni morza do atmosfery. W żadnym z miesięcy nie stwierdzono występowania ujemnych wartości omawianej średniej miesięcznej charakterystyki. Świadczy to o nieprzerwanym w skali roku odpływie ciepła odczuwalnego na drodze morze – atmosfera, kosztem pierwszego z wymienionych ośrodków. Przepływ ciepła odczuwalnego w odwrotnym kierunku, od atmosfery do powierzchni morza, ma miejsce w przypadku, gdy powietrze jest cieplejsze od powierzchni morza. Sporadycznie sytuacja taka występuje w miesiącach chłodnych, znacznie częściej ma miejsce w okresie późnowiosennym i letnim. Wartości tego strumienia nie są jednak duże.

W trakcie analizy zarysowała się wyraźna zależność pomiędzy wartością strumienia ciepła odczuwalnego, a charakterystyką powierzchniowej cyrkulacji wód oceanicznych, która skutkuje przestrzennym zróżnicowaniem temperatury powierzchniowej warstwy wody morskiej. Porównując intensywność wymiany ciepła pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą w dwóch wybranych obszarach: E2 i H2, z których pierwszy położony jest na osi ciepłego Prądu Zachodniospitsbergeńskiego, natomiast drugi – na osi zimnego Prądu Wschodniospitsbergeńskiego (ryc. 7) uzyskano zróżnicowanie, jakie cechuje wielkość wymiany ciepła pomiędzy omawianymi ośrodkami w zależności od temperatury wody. Wartości strumienia ciepła odczuwalnego w punkcie E2 przewyższały wartości obliczone w punkcie H2 od blisko 30 W/m<sup>2</sup> w miesiącach najchłodniejszych do około 5 W/m<sup>2</sup> w miesiącach jesiennych.

Strumienie ciepła utajonego pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą związanego z parowaniem można określić również jako wartość strumienia masy pary wodnej, która odparowuje z powierzchni morza. Wielkość parowania zależy od kilku czynników, takich jak wielkość dopływu energii słonecznej, prędkość wiatru, zasolenie wód morskich oraz, będący pochodną pionowego gradientu temperatury w położonych blisko powierzchni morza warstwach powietrza, stan nasycenia w parę wodną powietrza (Cayan 1990, Csanady 2001, Siedler i in. 2001). Blisko nad powierzchnią morza powietrze jest nasycone

parą wodną, gdyż wilgotność powietrza jest determinowana przez temperaturę powierzchniowej warstwy wody morskiej. W warstwie powietrza na wysokości pomiaru, wilgotność powietrza zależy od temperatury powietrza, stąd konieczność uwzględnienia wspomnianej różnicy. Bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na intensywność procesu wymiany ciepła utajonego pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą jest prędkość wiatru. W sytuacji, gdy pionowy gradient temperatury nie jest duży, wielkość dyfuzji pary wodnej zależy przede wszystkim od prędkości ruchu powietrza nad parującą powierzchnią morską. Z uwagi na rolę równowagi atmosfery w wymianie masy, wartość strumienia ciepła utajonego należy skorygować ze względu na warunki stabilności atmosfery.



Ryc. 7. Zmienność średniego miesięcznego strumienia ciepła odczuwalnego (linia ciągła) i utajonego (linia przerywana) na obszarach E2 (A) i H2 (B) – oznaczenia jak na ryc. 5

Fig. 7. The variability of mean monthly sensible (solid line) and latent (dashed line) heat fluxes in the selected areas E2 (A) and H2 (B) – defined as in fig. 5

Z uwagi na znacznie mniejszą liczbę obserwacji wykorzystaną do obliczenia strumieni ciepła utajonego, w porównaniu z ilością rekordów na podstawie których obliczano intensywność wymiany ciepła odczuwalnego, wyniki obliczeń zawierają większą liczbę braków, które dla części wyznaczonych obszarów występują od listopada do marca (tab. 6).

Podobnie, jak w przypadku strumienia ciepła odczuwalnego, największa intensywność wymiany ciepła utajonego pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą jest charakterystyczna dla stycznia (tab. 6). Wartości strumienia ciepła utajonego są jednak większe niż w przypadku ciepła odczuwalnego i w południowej oraz środkowej części omawianego obszaru, w okolicach nurtu ciepłego Prądu Zachodniospitsbergeńskiego, osiągają 125 W/m<sup>2</sup> (ryc. 8a). Najmniejsze wartości analizowanej charakterystyki występują w północno-wschodniej części rozpatrywanego akwenu Morza Barentsa, gdzie wartości strumienia ciepła utajonego nie przekraczają 80 W/m<sup>2</sup>. W lutym wartość omawianego elementu jest mniejsza, niż w styczniu, a obszar występowania maksimum przesuwa się na północ, w pobliże zachodniego wybrzeża Spitsbergenu, w dalszym ciągu znajdując się na osi ciepłego prądu morskiego, gdzie osiąga 120 W/m<sup>2</sup>. Minimum występuje w okolicach wschodniego wybrzeża Spitsbergenu, w rejonie nurtu zimnego Prądu Wschodniospitsbergeńskiego i wynosi niespełna 70 W/m<sup>2</sup>. W marcu wymiana ciepła utajonego pomiędzy morzem a atmosferą, ogólnie rzecz biorąc maleje. W rejonie nurtu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego w dalszym ciągu wartość omawianej charakterystyki osiąga około 90–100 W/m<sup>2</sup>, lecz na pozostałej części analizowanego obszaru jest ona o kilkanaście W/m<sup>2</sup> mniejsza niż w lutym. Wyjątkiem jest niewielki akwen w okolicach południowo-

wschodniego wybrzeża Spitsbergenu, gdzie zaobserwować można odwrotną sytuację, wartość strumienia w marcu przewyższa wartość z lutego.

Tabela 6 – Table 6

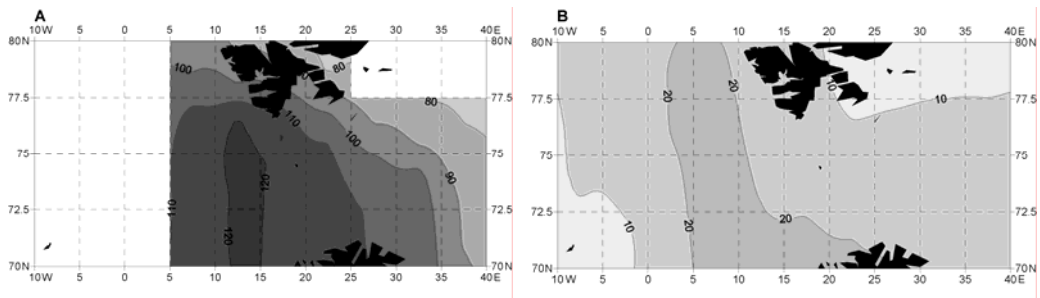
Strumienie ciepła utajonego ( $W/m^2$ ) w wyznaczonych obszarach Arktyki Norweskiej (oznaczenie pól jak na ryc. 5)

The latent heat flux ( $W/m^2$ ) in the analyzed areas (defined as in Fig. 5) of the Norwegian Arctic region

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok – Year
A1	-	-	-	44	31	10	11	12	32	51	-	-	-
A2	-	-	54	45	27	12	10	12	32	42	-	-	-
A3	-	-	51	49	21	12	11	14	37	54	-	-	-
A4	-	-	49	50	16	12	7	15	43	65	-	-	-
B1	-	-	-	49	29	11	13	13	39	62	-	-	-
B2	-	-	60	46	26	13	12	13	38	57	-	-	-
B3	-	-	63	50	23	13	12	17	40	72	-	-	-
B4	-	-	62	51	19	13	9	17	45	82	-	-	-
C1	-	-	-	54	40	23	21	21	43	80	-	-	-
C2	-	-	65	59	38	21	20	21	43	78	-	-	-
C3	-	-	81	60	38	18	17	24	43	92	-	-	-
C4	-	-	81	59	38	15	15	25	51	95	-	-	-
D1	99	-	-	93	42	23	22	25	45	91	89	-	-
D2	116	106	92	85	45	24	22	27	46	92	90	66	68
D3	112	101	100	85	53	26	25	34	51	99	95	70	71
D4	111	96	99	69	65	25	25	36	64	98	-	77	-
E1	92	120	97	92	42	22	16	26	40	83	83	80	66
E2	125	113	95	88	47	25	17	26	39	80	74	81	67
E3	120	99	85	74	47	27	19	30	44	84	81	83	66
E4	122	98	87	71	47	28	21	32	46	85	78	84	67
F1	89	114	72	89	40	19	13	20	31	76	80	74	60
F2	121	102	97	85	46	23	14	21	31	72	70	73	63
F3	116	98	83	70	43	26	19	27	39	81	79	89	64
F4	117	97	83	69	43	28	21	30	41	82	78	89	65
G1	78	82	59	72	38	15	6	12	23	68	71	78	50
G2	108	94	94	79	47	23	11	16	27	68	65	82	60
G3	114	94	82	69	41	25	16	25	35	76	74	95	62
G4	114	94	82	69	41	26	20	29	40	81	74	96	64
H1	-	67	55	61	42	10	7	9	17	58	76	-	-
H2	91	79	89	72	45	18	12	12	23	65	64	80	54
H3	108	91	83	62	37	21	17	22	30	73	72	98	60
H4	108	92	84	62	36	22	20	26	38	81	71	99	61
I1	-	68	62	62	44	13	8	10	17	55	73	-	-
I2	84	79	70	67	44	20	13	15	25	67	66	90	53
I3	105	91	77	60	37	19	15	22	29	69	68	100	58
I4	106	91	77	60	35	20	17	24	37	80	65	99	59
J1	-	-	64	63	43	14	9	10	19	57	72	-	-
J2	81	78	67	57	45	17	11	15	28	57	65	75	50
J3	88	90	73	52	36	16	14	20	28	62	73	85	53
J4	89	89	73	49	30	16	14	21	36	63	65	87	53

W kolejnych czterech miesiącach wartości strumieni ciepła utajonego zmniejszają się. W kwietniu największe wartości strumienia, występujące w rejonie zachodniego wybrzeża Spitsbergenu, osiągają

ponad  $90 \text{ W/m}^2$ , najmniejszą wartością strumienia ciepła utajonego charakteryzuje się zachodnia część analizowanego obszaru, gdzie omawiana wartość nie przekracza  $45 \text{ W/m}^2$ . W maju dochodzi do znacznego spadku maksymalnej wartości strumienia. Obszar występowania maksimum, równego  $65 \text{ W/m}^2$ , przesuwa się na Morze Norweskie. Najmniejsze wartości strumienia ciepła utajonego odnotowane w maju (niepełna  $20 \text{ W/m}^2$ ) są charakterystyczne dla okolic wyspy Jan Mayen. W miesiącach letnich przestrzenne zróżnicowanie strumienia ciepła utajonego jest najmniejsze w skali roku, a jego wartości nie przekraczają, ogólnie rzecz biorąc,  $20 \text{ W/m}^2$  w czerwcu i lipcu (ryc. 8b) oraz  $35 \text{ W/m}^2$  w sierpniu. W dalszym ciągu zarysowuje się tendencja do występowania wartości skrajnych w rejonach występowania wód związanych z prądami morskimi o kontrastowym charakterze termicznym (ciepły – Prąd Zachodniospitsbergeński i zimny – Prąd Wschodniospitsbergeński).



Ryc. 8. Przestrzenne zróżnicowanie strumieni ciepła utajonego ( $\text{W/m}^2$ ) w miesiącach o skrajnych wartościach: A – styczeń, B – lipiec

Fig. 8. The spatial distribution of the latent heat flux ( $\text{W/m}^2$ ) in the January (A) and July (B)

Wraz z postępującym ochłodzeniem, strumień ciepła utajonego pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą zwiększa się. We wrześniu wartości strumienia wahają się od niepełna  $20 \text{ W/m}^2$  w północno-wschodniej części omawianego regionu do ponad  $60 \text{ W/m}^2$  w południowej części nurtu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego. W październiku zaobserwować można silny wzrost intensywności wymiany ciepła utajonego pomiędzy analizowanymi ośrodkami. Na osi ciepłego Prądu Zachodniospitsbergeńskiego wartości strumienia ciepła utajonego dochodzą do blisko  $100 \text{ W/m}^2$ . W północno-zachodniej części analizowanego akwenu Morza Grenlandzkiego wartość elementu nie przekracza  $50 \text{ W/m}^2$ . W listopadzie intensywność opisywanej wymiany utrzymuje się na zbliżonym do października poziomie, od ponad  $90$  do niepełna  $70 \text{ W/m}^2$ . W grudniu ponownie zaobserwować można jej wzrost, przy czym maksimum przesuwa się w okolice nurtu Prądu Nordkapskiego, gdzie strumień ciepła utajonego osiąga blisko  $100 \text{ W/m}^2$ . Średnie roczne wartości strumienia ciepła utajonego wahają się od  $71 \text{ W/m}^2$  w osi Prądu Zachodniospitsbergeńskiego do niepełna  $50 \text{ W/m}^2$  w zachodniej części omawianego regionu Arktyki.

Porównanie wielkości strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego wskazuje na występowanie w cyklu rocznym okresów, podczas których na zmianę przeważa intensywność któregoś z omawianych procesów (rys. 7). Ogólnie rzecz biorąc, w styczniu i lutym straty ciepła w wyniku procesu parowania są większe niż wymiana ciepła odczuwalnego. W kwietniu strumień ciepła odczuwalnego przeważa nad wymianą ciepła utajonego, po czym sytuacja powraca do stanu poprzedniego, w miesiącach letnich intensywność wymiany ciepła utajonego jest dwu- trzykrotnie większa niż ciepła odczuwalnego. W październiku wartości obydwu

strumieni ciepła są porównywalne, w czasie dwóch kolejnych miesięcy starty ciepła na parowanie są mniejsze niż wymiana turbulencyjna ciepła odczuwalnego.

## 6. Podsumowanie

Średnie miesięczne wartości strumienia ciepła odczuwalnego pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą są dodatnie na obszarze Arktyki Norweskiej w ciągu całego roku. W procesie wymiany ciepła pomiędzy morzem a atmosferą zdecydowanie dominują więc straty ciepła przez powierzchnie morskie.

Największe wartości strumienia są charakterystyczne dla miesięcy zimowych (styczeń), w trakcie miesięcy letnich zaobserwować można z kolei wartości najniższe. Wielkość omawianej wymiany jest zależna od cyrkulacji wód oceanicznych, większe wartości cechują obszary przemieszczania się wód związanych z ciepłymi prądami oceanicznymi.

Największe wartości strumieni ciepła utajonego cechują miesiące półrocza chłodnego, o największych prędkościach wiatru. W miesiącach półrocza ciepłego wartości strumienia ciepła utajonego kilkakrotnie przewyższają wartości strumienia ciepła odczuwalnego.

Porównanie wartości obydwu strumieni na rozpatrywanym obszarze z rejonem Morza Bałtyckiego wskazuje na występowanie w obszarze wysokich szerokości geograficznych większych strat ciepła odczuwalnego przez powierzchnię morza. Dla Bałtyku w miesiącach letnich typowe jest przenoszenie ciepła z atmosfery do morza. Jedynie północne akweny Bałtyku wykazują podobny, jak w przypadku mórz polarnej strefy roczny przebieg wartości strumieni ciepła utajonego (Miętus 1998).

Rezultaty przeprowadzonej przez autorów analizy potwierdzają istnienie wykazanej przez Isemera i Hassego (1987) w rejonie Atlantyku Północnego dodatniej wartości strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego pomiędzy powierzchnią morza a atmosferą w skali całego roku. Isemer i Hasse we wspomnianej pracy oszacowali wartość strumienia ciepła utajonego w styczniu w rejonie 65°N jako równą blisko 120 W/m<sup>2</sup>, w kwietniu ponad 60 W/m<sup>2</sup>, w lipcu poniżej 30 W/m<sup>2</sup>, a w październiku około 70–80 W/m<sup>2</sup>. Wartość strumienia ciepła odczuwalnego, zdaniem wspomnianych autorów, wynosi w styczniu we wskazanym regionie blisko 80 W/m<sup>2</sup>, a w kwietniu około 30 W/m<sup>2</sup>. W lipcu strumień ciepła odczuwalnego jest również dodatni, lecz jego wartość nie przekracza kilku W/m<sup>2</sup>, w październiku natomiast przekracza 40 W/m<sup>2</sup>.

## Literatura

- Bönisch G., Blindheim J., Bullister J.L., Schosser P., Wallace D.W.R., 1997, Long-term trends of temperature, salinity, density and transient tracers in the central Greenland Sea, *Journal of Geophysical Research*, 102, C8, 18, 18: 553–18571.
- Budéus G., Schneider W., Krause G., 1998, Winter convective events and bottom water warming in the Greenland Sea, *Journal of Geophysical Research*, 103, C9, 18: 18513–18527.
- Cayan D., 1990, Variability of latent and sensible heat fluxes over the oceans, Ph. D. dissertation, University of California, San Diego.
- Csanady G.T., 2001, *Air-sea Interaction. Laws and Mechanisms*, Cambridge University Press: 239 s.
- Isemer H.-J., Hasse L., 1987, *The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2: Air-Sea Interactions*, Springer-Verlag: 218 s.
- Kondo J., 1975, Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions; *Boundary Layer Meteorology*, 9: 91–112.
- Lindau R., 2001, *Climate Atlas of the Atlantic Ocean*, Springer-Verlag: 514 s.
- Majewski A., 1982, *Morza i oceany*, PWN: 243 s.



- Miętus M. (ed.), 1998, Climate of the Baltic Sea Basin, WMO Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities, Report No. 41, WMO/TD-No. 933: 128 s.
- Perry A.H., Walker J.M., 1982, System ocean-atmosfera, Wydawnictwo Morskie: 267 s.
- Piechura J., 1982, Cyrkulacja wód Oceanu Atlantyckiego [w:] Rühle E., Zaleski J. [red.] Ocean Atlantycki, PWN: 327–368.
- Siedler G., Church J., Gould J., 2001, Ocean Circulation & Climate. Observing and Modelling the Global Ocean, International Geophysics Series, Vol. 77, Academic Press: 715 s.
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H., 1942, The Oceans: their Physics, Chemistry and General Biology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs: 1087 s.
- WMO, 1960, Commission for Maritime Meteorology, Abridged final report of the Third Session, WMO No. 101 RP. 41: 149 s.
- WMO, 1963, Fourth World Meteorological Congress. Abridged report with resolutions, WMO No. 142 RC. 23: 208 s.
- WMO, 1990, Manual on Marine Meteorological Services, WMO Report No. 100.
- Worley S., Woodruff S., 2005, ICOADS Release 2.1 data and products, Int. J. Climatol. (accepted).
- Woodruff S.D., Slutz R.J., Jenne R.L., Steuer P.M., 1987, A comprehensive ocean-atmosphere data set, Bull. Amer. Meteorol. Soc., 68: 1239–1250.
- Woodruff S.D., 1998, COADS Release 2 data and metadata enhancements for improvements of marine surface flux fields, Phys. Chem. Earth, 5–6: 517–526.

## Summary

The aim of the paper was to characterize the sensible and the latent heat fluxes between sea and air in the area of the Norwegian Arctic in the period 1991–2000. The area under investigation covered the parts of the Barents Sea, Greenland Sea and Norwegian Sea from 70°N to 80°N between 10°W and 40°E. One of the most characteristic features of the selected area is the intensive oceanic circulation.

The calculations were based on the data of International Comprehensive Ocean and Atmosphere Data Set (ICOADS). To calculate fluxes, the practical correlations between them and marine meteorological observations, called bulk formulas were used. The following elements were used for calculation of the sensible and the latent fluxes: sea level pressure, air temperature, dew point temperature, sea surface temperature and wind speed. The number of data used to calculate the sensible heat flux was almost three times great as in case of the latent heat flux. The August was represented by the greatest amount of data, the lowest number of observations was collected in case of December. The heat fluxes were prepared for 2.5 x 5 degrees latitude and longitude squares.

Both the sensible heat flux and the latent heat flux between sea and air are positive within the whole year, the heat is transferred from the sea to the atmosphere. The greatest sensible heat flux is observed in January, its values vary from almost 90 W/m<sup>2</sup> to 120 W/m<sup>2</sup>. The lowest values occur in July, the sensible heat flux exceeds 10 W/m<sup>2</sup> only in the selected regions of the investigated area. Mean annual sensible heat flux varies between almost 50 Wm<sup>2</sup> in the eastern part of the Barents Sea and 72 W/m<sup>2</sup> in the vicinity of the western coast of Spitsbergen. The greatest values of the latent heat flux occur in January and vary from almost 80 W/m<sup>2</sup> to 125 W/m<sup>2</sup>. The heat flux is the lowest within the summer months, in July its values do not exceed 20 W/m<sup>2</sup>. Mean annual latent heat flux varies between almost 50 W/m<sup>2</sup> to about 70 W/m<sup>2</sup>.

The relationship between the heat fluxes and oceanic circulation was stated. Regions of the warm sea currents occurring are characterized by the greater values of heat fluxes. The greatest heat fluxes were noted in the area influenced by the warm West Spitsbergen Current, the lowest ones, generally, occur in the region where cold East Spitsbergen Current enters the Barents Sea.