

MECHANIZM FUNKCJONOWANIA ABRAZJI TERMICZNEJ W UJEMNYCH TEMPERATURACH WODY MORSKIEJ

Andrzej A. Marsz

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej
Wydział Nawigacyjny WSM w Gdyni

Obserwacje występujących na obszarze wód antarktycznych gór lodowych oraz fragmentów barier lodowych i brzegów lodowych tworzonych przez lód zlodowacenia pokrywowego pozwalają stwierdzić lokalne występowanie na nich mniej lub bardziej rozwiniętych nisz termoabrazyjnych. Występowanie tych nisz dowodzi funkcjonowania abrazji termicznej związanej z falowaniem. Jest to o tyle dziwne, iż dla zachodzenia procesów abrazji termicznej temperatura wody morskiej musi być większa od punktu topnienia lodu słodkowodnego, czyli od 0°C . Dotychczasowe obserwacje nie pozwalają na stwierdzenie, aby na akwenach tych (pomija się tu akweny położone wzdłuż zachodniej części Półwyspu Antarktycznego) temperatura wody morskiej podnosiła się, nawet na krótki okres, powyżej temperatury 0°C . Przeciwnie, dla większości tych akwenów temperatury wody powierzchniowej w najcieplejszym miesiącu wynoszą od -0.8 do -1.5°C , a więc znacznie poniżej temperatury topnienia lodu słodkowodnego.

Próby wyjaśnienia tego paradoksu, poprzez przegląd występujących w środowisku morskim energii, które mogłyby zostać zamienione w ciepło doprowadza do wniosku, iż najpoważniejszym źródłem energii, która może zostać zamieniona na energię ciepłą na granicy lód - woda jest energia kinetyczna atmosfery.

Przenos energii odbywa się na drodze:

energia wiatru \rightarrow energia pola falowania wiatrowego \rightarrow zamiana
na ciepło w momencie rozbicia fali o klif lodowy.

W przypadku rozbijania się fali o pionową ściankę klifu lodowego rozpraszanie energii następuje w wąskiej strefie przy ścianie klifu. Pozwala to na zgrubne oszacowanie wielkości wydzielanego ciepła i określenie efektu temperaturowego zamiany energii fali w energię ciepłą oraz wpływ tego procesu na intensywność abrazji termicznej. Tym samym pozwala to na przyjęcie lub odrzucenie hipotezy o znaczącym

wpływie wytwarzanego ciepła z energii kinetycznej atmosfery w kształtowaniu procesów termoabrazyjnych.

W pierwszym przybliżeniu można przyjąć, iż w wyniku rozbicia fali o klif lodowy jej całkowita energia zostanie przekształcona w energię cieplną w warstwie wody równoległej do klifu lodowego o grubości 1 m.

Całkowita energia fali trochoidalnej (E) jest:

$$E = ((g \cdot h^2 \cdot \rho) / 8) \cdot \lambda \cdot b \quad (1)$$

gdzie: g - stała przyspieszenia ziemskiego,

h - wysokość fali,

ρ - gęstość wody morskiej,

λ - długość fali,

b - wymiar szerokości.

Średnią wysokość fali (h) na morzu głębokim można oszacować z prędkości wiatru nad wodą (Vw), długości rozbiegu wiatru nad wodą (Dw) oraz średniego okresu fali (τ) według empirycznych formuł Titova (1969):

$$\tau = 0.457 \cdot Dw^{0.3} \cdot Vw^{0.4} \quad (2)$$

$$h = 0.029 \cdot Vw^{0.5} \cdot \tau^{1.5} \quad (3)$$

gdzie: τ - w sekundach,

h - w metrach,

Dw - w km,

Vw - w m/s.

Znając średni okres (τ), bez problemów określić można średnią długość fali (λ):

$$\lambda \approx 1.56 \cdot \tau^2 \quad (4)$$

gdzie: λ - w metrach.

Gęstość wody (ρ) jest funkcją temperatury (t_w) i zasolenia (S). Gęstość umowna na powierzchni (ρ_u) określić można z wystarczającą dokładnością za pomocą uproszczonej formuły Mamayeva (1970):

$$\rho_u = 28.152 - 0.0735 \cdot t_w - 0.00469 \cdot t_w^2 + (0.802 - 0.002 \cdot t_w) \cdot (S - 35), \quad (5)$$

gdzie: t_w - w $^{\circ}\text{C}$,

S - w ‰,

a następnie przeliczyć na gęstość w t/m^3 (lub g/cm^3):

$$\rho = 1 + (\rho_w/1000). \quad (6)$$

W ten sposób można określić przy znajomości średniej prędkości wiatru nad wodą, długości rozbiegu wiatru nad wodą, temperatury wody i zasolenia wody, parametry fali wiatrowej wygenerowanej przez dany wiatr oraz energię, jaką dysponuje fala.

W jednostce czasu T ulega zamianie na ciepło energia Z fal:

$$Z = T / \tau, \quad (7)$$

co pozwala określić ilość ciepła wydzieloną w masie wody przylegającej do ściany lodowej w jednostce czasu. Zakładając, iż w ciągu pierwszej godziny ustala się równowaga między przyrostem temperatury wody a procesami abrazji termicznej (pomija się przekazywanie ciepła do atmosfery), przyjęc można, iż wzrost temperatury będzie funkcją ilości ciepła wydzielonego w ciągu godziny i dalszy wzrost czasu falowania nie będzie powodował dalszego wzrostu temperatury wody, lecz wydzielane ciepło całkowicie zużytkowywane będzie na podtrzymywanie intensywności procesów abrazji termicznej.

Postęp abrazji termicznej (a_n) w $cm/godzinę$ można obliczyć z prostej zależności (Marsz, 1987):

$$a_n = I / T_a \quad (8)$$

gdzie: I - grubość warstwy stopionego lodu w $[cm]$,

T_a - czas potrzebny do stopienia warstwy lodu o grubości I metrów w godzinach, obliczany według formuły:

$$T_a = (I \cdot r \cdot \gamma_l) / \alpha \cdot (t_w - t_l) \quad (9)$$

gdzie: r - utajone ciepło topnienia lodu [$332.356 \cdot 10^3 J/(kg \cdot K)$], czyli $79\,400$ kcal na 1000 kg],

γ_l - ciężar objętościowy lodu,

t_w - temperatura wody morskiej,

t_l - temperatura na granicy lod-woda morska,

α - współczynnik oddawania ciepła z wody do lodu [$kcal / (godz \cdot m^2 \cdot ^\circ C)$] obliczany według formuły Ary'ego (1980):

$$\alpha = (0.036 \cdot \lambda_c \cdot \omega^{0.8}) / (a^{0.4} \cdot v^{0.4} \cdot h^{0.2}) \quad (10)$$

gdzie: λ_c - współczynnik przewodności cieplnej [0.475 kcal/(godz \cdot m \cdot °C)] ,

ω - prędkość opływu wody [m/godz],

a - współczynnik przewodności temperaturowej [$0.472 \cdot 10^{-3}$ m²/godz],

ν - lepkość kinematyczna wody [$6.451 \cdot 10^{-3}$ m²/godz],

h - wysokość fali [m].

Zestawienie tych zależności pozwala na skonstruowanie modelu pozwalającego na oszacowanie wzrostu temperatury wody w warstwie bezpośrednio przylegającej do klifu i odbicia tego zjawiska w efektach abrazji termicznej. Model taki opracowano w postaci programu komputerowego.

Parametrami wejściowymi do modelu były następujące zmienne:

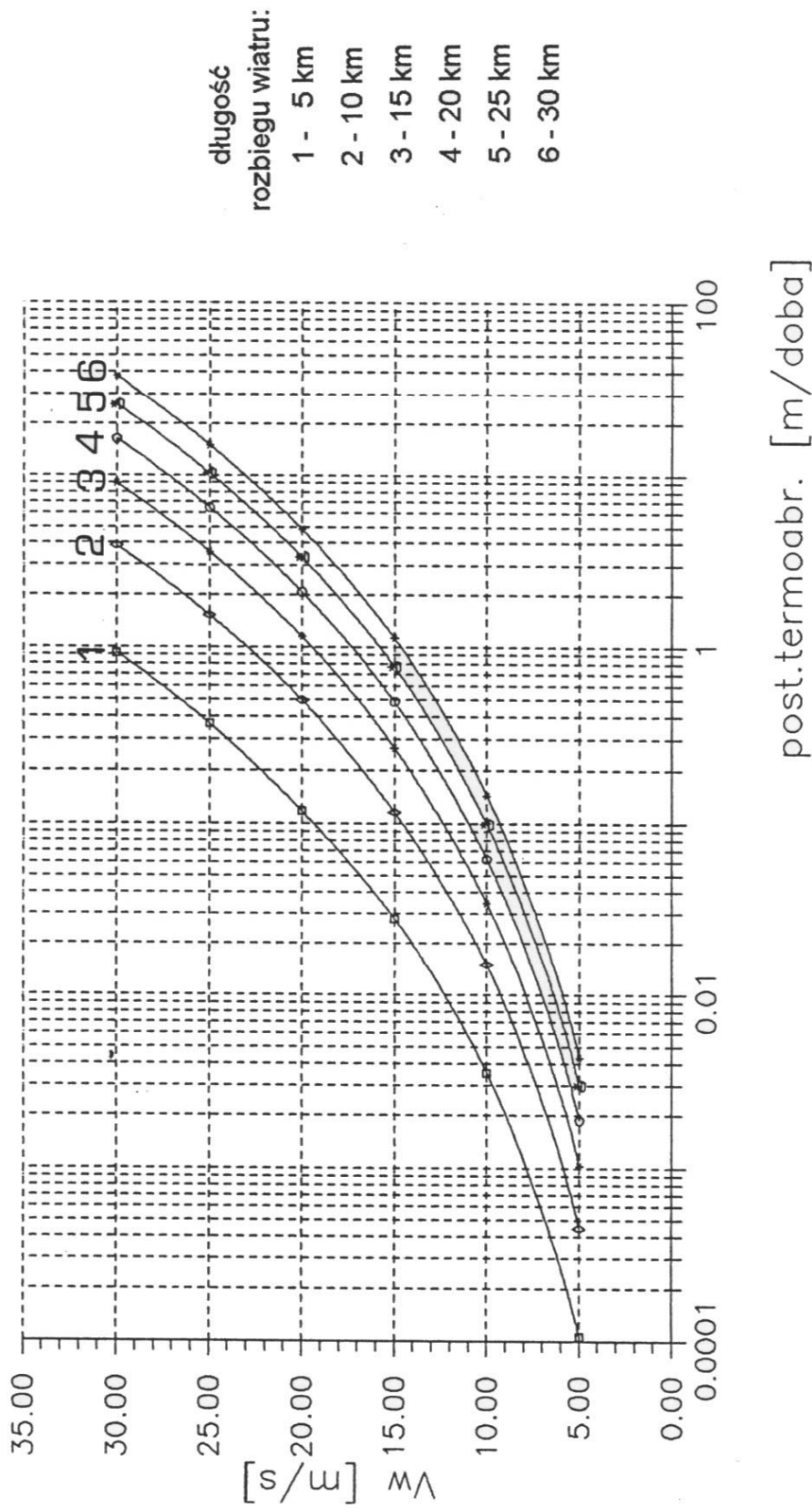
- temperatura tłwa wody morskiej na powierzchni,
- zasolenie,
- ciężar objętościowy lodu lodowcowego,
- długość rozbiegu wiatru nad wodą,
- prędkość wiatru nad wodą.

Modelowanie przeprowadzono dla prędkości wiatru od 5 m/s do 30 m/s przy skoku prędkości wiatru 5 m/s, kolejno dla długości rozbiegu wiatru nad wodą od 5 do 30 km, dla różnych wielkości zasolenia i różnych temperatur wody powierzchniowej.

Wyniki modelowania wskazują wyraźnie, iż należy brać pod uwagę wydzielane przy rozbijaniu się fal o ściankę lodową ciepło Joule'a. Falowanie o średniej wysokości 0.5 m generuje w tych warunkach około 150 cal/m³/sek, co powoduje podniesienie temperatury wody w ciągu godziny o nie mniej niż 0.5°C.

Dla ilustracji wpływu ilości wydzielonego ciepła i jego wpływu na tempo abrazji termicznej przedstawia się wyniki modelowania procesu przy temperaturze wyjściowej wody morskiej równej 0.0°C dla wiatrów o prędkościach od 5 do 30 m/s i długości rozbiegu wiatru nad wodą od 5 do 30 km, kolejno co 5 km (ryc. 1).

Przy przyjęciu wielkości charakterystycznych dla Morza Davisa (Antarktyka Wschodnia), to jest zasolenia w bezpośredniej bliskości ściany lodowej równego 32‰, gęstości lodu lodowcowego 0.94 t/m³, temperatury wody powierzchniowej równej -0.8°C (na przełomie lutego i marca) uzyskano wyniki wskazujące na to, że falowanie o średniej wysokości przekraczającej 0.61 m doprowadzi do wydzielania się takiej ilości ciepła Joule'a, iż temperatura wody na granicy lód-woda wzrośnie do wartości przekraczającej 0°C. Oznacza to, że mimo iż temperatura tłwa wody posiadać



Ryc. 1. Wpływ ciepła wydzielanego przy rozbijaniu fali wiatrowej o pionową ściankę klifu lodowego na postępy abrazji termicznej w funkcji prędkości wiatru generującego falowanie i długości rozbiegu wiatru ($t_w = 0^\circ\text{C}$, $S = 32\%$, $\gamma = 0.94$ t/m^3).

będzie wartości ujemne, w warunkach silnego falowania abrazja termiczna zachodzić będzie dość intensywnie.

Biorąc pod uwagę reżim anemometryczny rejonów przybrzeżnych Antarktydy, jak również fakt, że występują na znacznych powierzchniach w porze antarktycznego lata obszerne akweny całkowicie pozbawione pokrywy lodowej, mogącej wytłumiać falowanie, występowanie nisz termoabrazyjnych na barierach lodowych i górach lodowych staje się zrozumiałe. Należy również pamiętać i o tym, że w niektórych rejonach wybrzeża antarktycznego występują stacjonarne połynie. Tak więc mimo bardzo niskich temperatur wody, abrazja termiczna okresowo może osiągać rozmiary znacznie większe, niż powszechnie do tej pory się sądzi.

W wyniku modelowania rysują się pewne proggi funkcjonowania procesu generacji ciepła. Praktycznie falowanie generowane przez wiatry o średniej prędkości mniejszej niż 7.5 m/s, niezależnie od długości rozbiegu wiatru nad wodą, oddaje tak znikome ilości ciepła, że trudno w ogóle brać je pod uwagę (maksymalnie rzędu 20-22 cal/m³/s co powoduje skutek temperaturowy około $6-7 \cdot 10^{-2}$ °C/godz). Z kolei każde falowanie o średniej wysokości 0.93 m i większej, generuje tak duże ilości ciepła przy rozbijaniu się o brzeg lodowy, iż nawet przy temperaturach wody bliskich temperaturze krzepnięcia (-1.8°C) temperatura przyściennej warstwy powierzchniowej wody winna być wyższa od 0°C. Próby bardziej precyzyjnych szacunków tego zjawiska i jego wpływu na tempo przebiegu procesów abrazji termicznej nie wydają się tutaj możliwe. W miarę wzrostu temperatury wody w strefie przybrzeżnej coraz większe ilości ciepła oddawane będą na powrót do atmosfery, przyczyniając się do stabilizacji temperatury wody na powierzchni.

Pojawia się tutaj nowe zagadnienie - przekazywanie energii cieplnej przekształconej w atmosferze w energię mechaniczną oceanowi i na powrót - po ponownych przekształceniach - z oceanu do atmosfery. Czy proces ten posiada znaczenie klimatyczne, jest odrębnym problemem.

Literatura cytowana:

- Are F.E., 1980; Termoabraziya morskikh bergov. Nauka, Moskva.
Mamayev O.I., 1970; TS-analiz wod Mirovogo Okeana. Gidrometeoizdat, Leningrad.
Marsz A., 1987; Brzegi lodowe. GTN - Ossolineum. Gdańsk.
Titov L.V., 1969; Vetrovye volny. Gidrometeoizdat, Leningrad.