

Polska Akademia Nauk
Zakład Oceanologii w Sopocie

Jerzy DERA

Problemy fizyki morza*

Проблемы физики моря

Problems in Marine Physics

WSTĘP

Treść artykułu adresowana jest do fizyków, którzy nie zetknęli się dotychczas z problematyką fizyki morza. Jest on zainicjowanym przez Organizatorów Zjazdu wprowadzeniem zagadnień fizyki morza na forum Zjazdu Fizyków Polskich, jeśli nie liczyć kilku wcześniejszych komunikatów z tej dziedziny. Zamierzam w nim przedstawić ogólny zarys problematyki tego przedmiotu. Proszę mi wybaczyć, że posłużę się przypomnieniem szeregu znanych procesów przyrodniczych, aby w ich mechanizmach ukazać elementy fizyki morza i jej problemy. Czytelne dla fizyków skróty i uproszczenia obrazu tych procesów umożliwiają mi zasygnalizowanie problematyki wszystkich głównych kierunków omawianej dyscypliny.

Tekst uzupełniam wybranymi pozycjami literatury, które są kluczem do źródeł i podstaw teoretycznych omawianych zagadnień. Preferuję przy tym pozycje literatury polskiej wszędzie tam, gdzie mogą one spełnić tę rolę co najmniej równie dobrze jak odpowiednie publikacje zagraniczne. Chciałbym tym opracowaniem przyczynić się do większego spopularyzowania wiedzy o morzu wśród Fizyków Polskich, do ukazania mniej znanych w tym gronie problemów badawczych, oraz do zorientowania Czytelników w sytuacji fizyki morza w naszym kraju.

* Opracowanie referatu wygłoszonego na XXVII Zjeździe Fizyków Polskich w Lublinie w 1981 r.

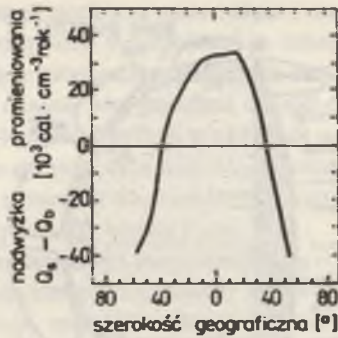
ELEMENTY WYODRĘBNIAJĄCE FIZYKĘ MORZA Z INNYCH DZIAŁÓW FIZYKI

W morzach występuje większość zjawisk i procesów fizycznych, określających rolę oceanu w przyrodzie. Można wśród nich wymienić reakcje jądrowe, oddziaływania molekularne, oddziaływania fal elektromagnetycznych ze składnikami ośrodka, przenoszenie masy, ciepła, pędu, ruchy falowe, w tym akustyczne, i wiele innych. Widać stąd, że procesy fizyczne w morzu mogą być przedmiotem ogólniejszych badań wielu gałęzi fizyki i można je często traktować tylko jako przypadki szczególne. Fizyka morza, jako wyodrębniona dziedzina nauki, zajmuje się jednak przede wszystkim tymi procesami fizycznymi, które wymagają badań empirycznych w naturalnych warunkach w morzu. Taka konieczność badań w morzu *in situ* bądź wynika ze skali przestrzennej procesu, bądź też podyktowana jest tym, że dany proces w wycinku ośrodka morskiego („w próbce”) jest losowo uwarunkowany złożonym, wieloparametrowym oddziaływaniem otoczenia, którego odtworzenie na modelu laboratoryjnym jest często niemożliwe. Z jednej strony obserwujemy w morzu procesy wielkoskalowe, jak np. złożone przepływy wielkich mas wody, fale i drgania akwenów o okresach wielogodzinnych, refrakcję i skupianie się fal dźwiękowych w wielokilometrowych naturalnych falowodach czy też powstawanie specyficznych pól światła w głębi morza. Z drugiej strony mamy do czynienia z mikroprocesami pochłaniania fotonów, przemian fazowych, dyfuzji, tarcia wewnętrznego i wielu innymi, których przebieg zależy od złożonych i zmiennych warunków panujących w środowisku morskim.

Na złożoność warunków w morzu wskazuje już sam tylko skład wody oceanicznej. Około 94% masy zajmują w niej cząsteczki H_2O i ich asocjaty, lecz pozostała część obejmuje rozpuszczone w różnych proporcjach wszystkie pierwiastki chemiczne występujące w przyrodzie, złożoną mieszaninę związków organicznych, rozpuszczone gazy, pęcherzyki gazów oraz liczne zbiory mineralnych i organicznych zawieszin, a w tym niezliczone gatunki żywych mikroorganizmów. Ta złożona płynna mieszanina substancji ulega ciągle wymuszonym ruchom, przeobrażeniom i reakcjom zasilanym pośrednio lub bezpośrednio energią słoneczną. Połączone jej masy rozlane na powierzchni kuli ziemskiej tworzą Ocean Światowy, o średniej grubości ok. 4 km, na którym lądy, zajmujące zaledwie 1/3 tej powierzchni, można traktować jak wielkie wyspy.

Wielkie rozmiary i płynność mas wody oceanu, a także losowy charakter procesów w morzu, narzucają specyficzne warunki w odniesieniu do empirycznych metod badań i urządzeń badawczych stosowanych w fizyce morza. Takimi podstawowymi urządzeniami są statki badawcze oraz różnego typu morskie sondy pomiarowe. Wspólnym elementem większości metod badań jest rejestracja wielkości fizycznych charakteryzujących badane procesy, za pomocą sond pomiarowych opuszczanych ze statku w głąb toni wodnej. Losowy charakter procesów w morzu wymaga przy tym rejestracji dużych serii kolejnych stanów chwilowych środowiska i ich statystycznej analizy. Do tego celu stosuje się szybko rejestrujące magnetyczne i maszyny cyfrowe.

Uzupełnieniem tych pomiarowych technik są zakotwiczone lub dryfujące pławy pomiarowe, wyposażone w systemy detektorów temperatury, przewodności elektrycznej, przepływów wody i inne. Posiadają one autonomiczne urządzenia rejestrujące bądź też nadajniki radiowe przekazujące sygnały pomiarowe do stacji naziemnych, bezpośrednio



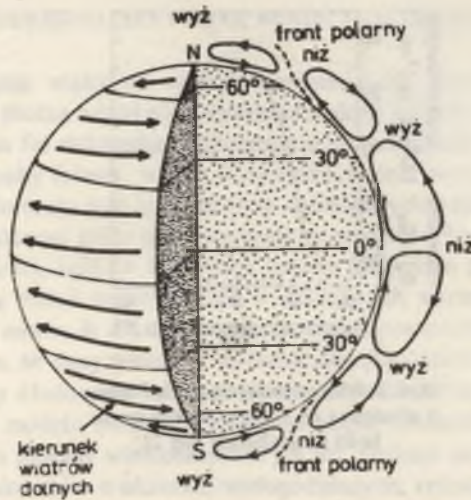
Ryc. 1. Bilans promieniowania Ziemi z atmosferą $Q_s - Q_b$ w funkcji szerokości geograficznej [wg 2]

albo za pomocą satelitarnych stacji przekaźnikowych. Skalę trudności prowadzenia badań w morzu zwiększa konieczność rejestracji usytuowania sondy w przestrzeni wodnej w czasie badań oraz zabezpieczenia aparatury badawczej przed niszczącym działaniem żywiołu morskiego, przed oddziaływaniem wstrząsów, zmian ciśnienia i zmian temperatury na pracę układów pomiarowych.

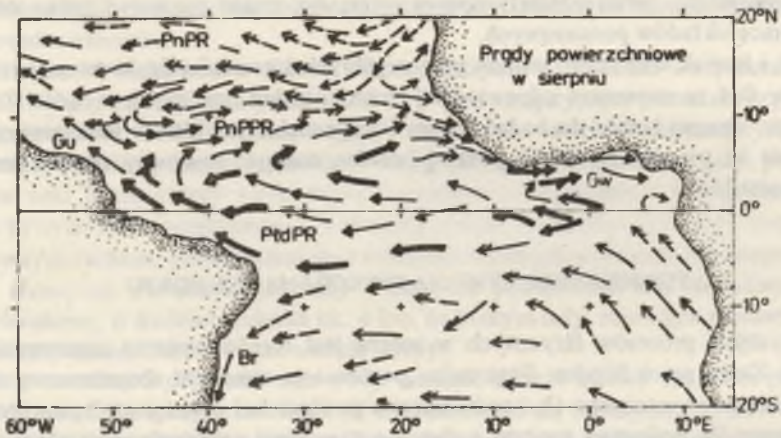
Z tych i innych względów, rozwój poszczególnych kierunków fizyki morza następuje dopiero w ślad za rozwojem odpowiedniej techniki badań fizycznych w ogóle. Tak np. dopiero po wprowadzeniu do badań morza fotopowielaczy i filtrów interferencyjnych w połowie lat pięćdziesiątych, a później laserów, nastąpił raptowny skok w rozwoju optyki morza [15].

TURBULENTNA WYMIANA ENERGII I MASY W MORZU

Przyczyną procesów fizycznych w morzu jest nierównomierne nagrzewanie powierzchni Ziemi przez Słońce. Regionalne porównania strumieni absorbowanej energii promieniowania słonecznego Q_s i emitowanej z powierzchni Ziemi energii promieniowania cieplnego Q_b wykazują znaczną nadwyżkę strumienia promieniowania słonecznego w strefach ciepłych kuli ziemskiej i znaczny jego deficyt w strefach zimnych (ryc. 1). Notowana jednocześnie przybliżona stałość wieloletnich średnich temperatur poszczególnych regionów Ziemi świadczy wymownie o intensywnej poziomej wymianie energii, kompensującej ten różny od zera bilans energii promieniowania. Skutecznym mechanizmem tej wymiany energii na duże odległości może być jedynie przenoszenie ciepła i pędu wraz z masami atmosfery i wód oceanu. Z tej przyczyny obserwuje się makroskalowe cyrkulacje atmosfery i oceanu (ryc. 2, 3), niosące ku biegunom gigantyczne strumienie ciepła – rzędu 10^{15} J/s. Ich przebieg jest burzliwy, objawiający się wielostopniowymi, losowo zmiennymi zawirowaniami ośrodka w postaci wiatrów, huraganów i tajfunów oraz prądów morskich. Wszystkie one mają cechy przepływów turbulentnych, któ-



Ryc. 2. Model globalnej cyrkulacji atmosferycznej (adaptacja rysunku z książki Thurmana [24])



Ryc. 3. Uśrednione prądy powierzchniowe w tropikalnej strefie Atlantyku w miesiącu sierpniu [wg 11]; oznaczenia nazw: PnPR – Północny Prąd Równikowy, Gu – Prąd Gujański, PnPPR – Północny Prąd Przeciwrównikowy, Gw – Prąd Gwinejski, PtdPR – Południowy Prąd Równikowy, BR – Prąd Brazylijski. Oznaczenia stopnia stacjonarności i prędkości przepływu:

| Stacjonarność | Prędkość w węzłach | Prędkość w węzłach |
|--------------------|--------------------|--------------------|
| Bardzo stacjonarny | | 0,75 – 1 |
| Stacjonarny | | 1 – 1,5 |
| Niestacjonarny | | 1,5 – 2 |
| | | > 2 |

rych energia mechaniczna i ciepła są przenoszone i rozpraszane od zawirowań dużych do coraz mniejszych. Mówimy stąd o turbulencji w oceanie jako o zjawisku, które odgrywa w nim podstawową rolę w procesach przenoszenia ciepła, pędu i także masy.

Rola turbulencji w oceanie jest podobna do roli ruchu molekularnego w zjawiskach przewodnictwa ciepła, lepkości i dyfuzji w układach o małych rozmiarach.

W oceanie wyróżnia się przy tym turbulencję różnej skali (wielkoskalową, średnioskalową, drobnoskalową) stosownie do charakterystycznych rozmiarów l zawirowań ośrodka, które bywają rzędów od 10^6 km do 1 cm.

Natura turbulencji oceanicznej i związanych z nią strumieni turbulენტnej wymiany masy pędu i ciepła stanowią kluczowe problemy badawcze fizyki morza [10].

W wyniku turbulencji, makroskopowe parametry stanu ośrodka morskiego ulegają pulsacjom. Wartość chwilową danego parametru (np. prędkości przepływu u_i , temperatury T , stężenia substancji biernej C) można rozłożyć na sumę jego wartości średniej (stałej w pewnym czasie uśredniania) i wartości składowej pulsacyjnej (odchylenia od średniej) w myśl relacji:

$$\begin{aligned} u_i &= \bar{u}_i + u'_i \\ T &= \bar{T} + T' \\ C &= \bar{C} + C' \end{aligned} \quad (1)$$

Czas uśredniania uzależniony jest przy tym od charakterystycznej skali turbulencji l , którą badamy. Z kolei tak jak ruch cieplny molekuł jest warunkiem wymiany molekularnej, tak pulsacje prędkości przepływu ośrodka u'_i są warunkiem wymiany turbulენტnej. Wymianę tę opisują zatem równania hydrodynamiki, a w szczególności wymianę pędu — znane równanie Reynoldsa, wymianę zaś masy i ciepła — analogiczne równanie turbulენტnej dyfuzji. Przypomnę jego postać, aby zwrócić uwagę na rolę pulsacji parametrów ośrodka w opisie strumieni turbulენტnej wymiany w morzu:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} = D \nabla^2 \bar{C} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\overline{-u'_i C'}) \quad (2)$$

Tutaj t wyraża czas, \bar{C} i C' jest odpowiednio średnią i pulsacyjną składową stężenia dowolnej substancji biernej w morzu, D — współczynnikiem molekularnej dyfuzji tej substancji w morzu, \bar{u}_i i u'_i — średnią i pulsacyjną składową prędkości przepływu ośrodka w notacji uogólnionej, x_i — współrzędną uogólnioną. Pierwszy składnik lewej strony równania (2) opisuje lokalną zmianę średniego stężenia danej substancji w czasie, drugi zaś jej dopływ ze średnią prędkością ośrodka \bar{u}_i , zwany adwekcją tej substancji. Składniki prawej strony równania opisują kolejno dopływ substancji w wyniku dyfuzji molekularnej i w wyniku wymiany (dyfuzji) turbulენტnej. Molekularny składnik jest w morzu najczęściej mały — do zaniedbania wobec wymiany turbulენტnej. Jak widać, średni moment korelacyjny $\overline{u'_i C'}$ wyraża gęstość strumienia masy w $[\text{kg}/\text{m}^2\text{s}]$ transportowanej w kierunku składowej pulsacyjnej prędkości u'_i w procesie turbulენტnej wymiany. Podobnie średni moment korelacyjny pulsacji temperatury i prędkości przepływu (pomnożony

przez ρc_p) opisuje gęstość turbulentnego strumienia ciepła: $\rho c_p \overline{u_i T}$ w $[\text{J}/\text{m}^2\text{s}]$, gdzie: ρ – gęstość ośrodka, c_p – ciepło właściwe przy stałym ciśnieniu. Wreszcie średnie momenty korelacyjne składowych prędkości przepływu (pomnożone przez gęstość ośrodka) $\rho \overline{u_i u_j}$ w $[\text{N}/\text{m}^2]$ opisują gęstości składowych strumieni turbulentnej wymiany pędu (tensor naprężeń Reynoldsa).

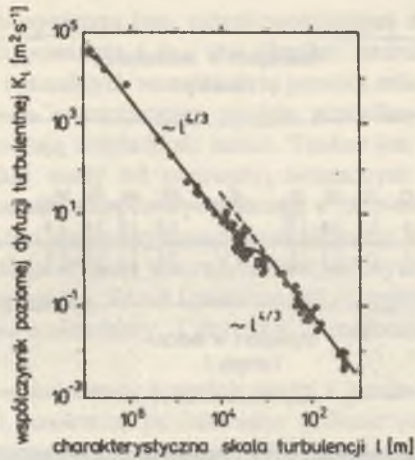
Przypomnieniem tych wielkości pragnę podkreślić ważne znaczenie pomiarów pulsacji prędkości przepływu, temperatury i zasolenia wody w morzu, które umożliwiają bezpośrednie wyznaczanie strumieni turbulentnej wymiany. Pomiaru takie w głębi morza są jednak bardzo trudne technicznie, szczególnie w odniesieniu do turbulencji mikroskalowej i związanej z nią mikrostruktury mas wodnych. Pełniejsze rozpoznanie natury turbulencji oceanicznej limitowane jest więc rozwojem techniki jej badań. Aktualnie np. do pomiarów pulsacji prędkości przepływu w morzu stosuje się eksperymentalnie konstruowane przepływomierze termoelektryczne z elementem czułym o rozmiarach rzędu 1 mm, stanowiącym tzw. „ciepły film” na opływanej głowicy detektora.

Tradycyjne badania wymiany turbulentnej w morzu bazują na jej analogii do wymiany molekularnej. Na jej podstawie przyjmuje się hipotetycznie liniowe zależności pomiędzy składowymi wektora gęstości strumienia turbulentnej wymiany (np. $\overline{u_i C}$) i składowymi wektora średniego gradientu badanej wielkości $(\partial \overline{C})/(\partial x_j)$. Dla turbulentnej dyfuzji przyjmuje się więc zależność:

$$\overline{u_i C} = - K_{ij} \frac{\partial \overline{C}}{\partial x_j} \quad (3)$$

w której współczynniki K_{ij} tworzą w ogólności tensor współczynników turbulentnej wymiany w poszczególnych składowych kierunkach. Wartości tych współczynników zależą silnie od skali turbulencji, a więc, w odróżnieniu od współczynników wymiany molekularnej, charakteryzują dany przepływ turbulentny, a nie ośrodek, i nie można ustalić ich jednoznacznie dla danego ośrodka.

Bezpośrednie wyznaczanie strumieni turbulentnej wymiany poprzez pomiary pulsacji odpowiednich wielkości fizycznych w morzu umożliwiają badanie hipotezy (3) i wyznaczenie współczynników wymiany w różnych środowiskowych warunkach. Dotychczasowe badania poziomej turbulentnej dyfuzji w przepływach turbulentnych o różnej charakterystycznej skali doprowadziły do ważnego ogólnego wniosku. W tych mianowicie przedziałach skali turbulencji l , w których przepływ turbulentny w morzu jest bezwładny i traci jedynie energię w wyniku dysypacji, współczynnik poziomej turbulentnej dyfuzji K_l podlega tzw. prawu czterech trzecich, tj. $K_l \sim l^{4/3}$. Ilustruje to ryc. 4. Widać na niej również częściowo przedziały skali turbulencji morskiej zasilanej energią z zewnątrz, w których prawo $l^{4/3}$ nie jest spełnione. Wiele badań skupionych jest obecnie na pionowej wymianie turbulentnej związanej bezpośrednio z oddziaływaniem morza i atmosfery oraz strukturą termohalinową mas wodnych.



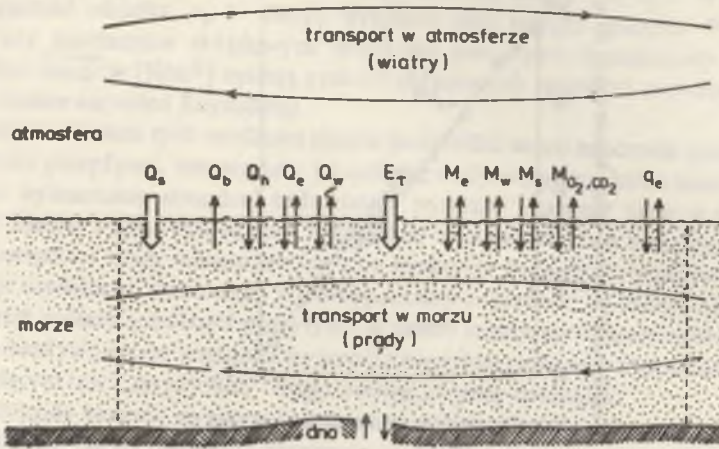
Ryc. 4. Zależność współczynnika poziomej turbulentej dyfuzji od skali turbulencji, ustalona na podstawie badań dyfuzji plam barwnika w oceanie; punkty – dane z r. 1962; kółka – dane z r. 1968; proste odcinki spełniają prawo $K_1 \sim l^{4/3}$ [wg 21]

ODDZIAŁYWANIE MORZA I ATMOSFERY

Turbulencja w środowisku morskim jest zjawiskiem wydatnie wspomagającym wymianę różnych postaci energii i substancji pomiędzy morzem i atmosferą. Ta ciągle trwająca, intensywna wymiana wraz ze zjawiskami towarzyszącymi tworzy złożony proces oddziaływania oceanu i atmosfery, decydujący o klimacie i warunkach życia na Ziemi. Wynika to z właściwości absorpcyjnych toni morskiej, jej płynności, ogromnej pojemności cieplnej i chemicznej oraz olbrzymiej sfalowanej powierzchni styku z atmosferą.

Wśród istotnych w przyrodzie strumieni energii przepływających przez powierzchnię morza wymienić należy strumień promieniowania słonecznego Q_s , pracy tarcia wiatru o powierzchnię morza E_τ , promieniowania ciepłego powierzchni morza i atmosfery Q_b , ciepła utajonego unoszonego z powierzchni wraz z parą wodną Q_e i ciepła odczuwalnego przewodzonego przez powierzchnię morza Q_h . Wśród strumieni masy przenoszonej przez powierzchnię morza wyróżnić można strumień pary wodnej M_e , kropel wody M_w , arezoli, w tym soli morskiej M_s , gazów atmosferycznych, a w tym wolnego tlenu wydzielanego z oceanu M_{O_2} i dwutlenku węgla pochłanianego przez ocean M_{CO_2} , w ilościach decydujących o składzie powietrza atmosferycznego. Oddzielnym zagadnieniem jest wymiana ładunku elektrycznego z przewagą dodatnich jonów unoszonych z powierzchni morza do atmosfery i wpływających na jej potencjał elektryczny (ryc. 5).

Badania oddziaływania morza i atmosfery zajmują wiele miejsca we współczesnej oceanologii, są przedmiotem międzynarodowych programów badawczych (także z udziałem



Ryc. 5. Główne strumienie wymiany energii, masy i ładunku elektrycznego między morzem i atmosferą (symbole objaśniono w tekście)

PolSKI) i obejmują splot problemów związanych z nie wyjaśnionymi w pełni mechanizmami wymiany masy i energii oraz bilansem tej wymiany przez powierzchnię oceanu. Zastosowanie znanych praw fizyki, działających na granicy ośrodków woda–powietrze, utrudnione jest tutaj skomplikowaniem struktury oraz ruchu przylegających ośrodków [17, 18]. Przyjmuje się, że naskórkowa warstwa wody grubości rzędu 1 mm i przylegająca do niej warstwa powietrza podobnej grubości nie poddają się ruchowi turbulentnemu, czyli poruszają się laminarnie. Poza tymi naskórkowymi warstwami ruch ośrodków jest na ogół turbulentny, a pionowe strumienie substancji i energii są strumieniami wymiany turbulentnej, oczywiście z wyłączeniem strumieni promieniowania. Tak więc wielkość pionowych strumieni wymiany między morzem i atmosferą limitowana jest procesami molekularnymi w laminarnych warstwach przypowierzchniowych obu ośrodków, nawet przy znacznym stopniu sfałowania powierzchni morza. Współczynniki wymiany molekularnej są przy tym o rzędy wielkości mniejsze od współczynników wymiany turbulentnej. Ciągłość pionowego przepływu strumieni utrzymywana jest zatem przez gradienty temperatury, stężenia i in. o rzędy wielkości większe w przypowierzchniowych warstwach laminarnych niż w warstwach bardziej odległych od granicy styku ośrodków.

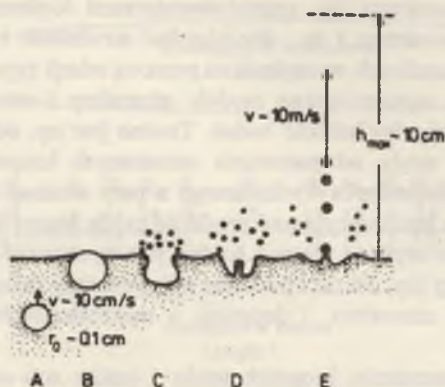
Temperatura naskórkowej warstewki wody powierzchniowej w oceanie różni się np. często o 0,5 do 1,5 K od temperatury wody mierzonej na głębokości kilku milimetrów, stąd jej gradient przy samej powierzchni może sięgać rzędu 1000 K/m. Problemem jest jednak dokładne określenie grubości laminarnych warstw przypowierzchniowych wody i powietrza w otoczeniu sfałowanej powierzchni morza oraz występujących w nich gradientów wielkości fizycznych lub chemicznych. O wielkości strumieni pionowej wymiany przez granicę ośrodków wnioskuje się więc na podstawie rozkładu prędkości wiatru i turbulentnych strumieni badanych w kilkumetrowej tzw. przywodnej warstwie atmosfery. Wykorzystuje się w tym celu coraz to nowe możliwości rejestrowania pulsacji

prędkości przepływu powietrza (np. przepływomierzami doplerowskimi), pulsacji temperatury, wilgotności powietrza i in., aby określać strumienie i badać współczynniki wymiany w różnych naturalnych warunkach za pomocą relacji typu równania (3). Wymaga to jednak przyjęcia uproszczonego modelu atmosfery i szeregu niesprawdzonych założeń, które ograniczają dokładność badań. Trudno jest np. odróżnić tym sposobem parowanie powierzchni wody od parowania unoszonych kropelek wody lub ciepło przewodzone do atmosfery ciepła wydzielanego z pary wodnej czy z promieniowania w podczerwieni. Trudno jest sprecyzować prędkość tarcia wiatru o sfalowaną powierzchnię wody (lub napężenie styczne wiatru), trudno jest wyznaczać promieniowanie sfalowanej powierzchni morza itp. Te zaś i podobne mikroprocesy składają się na całokształt oddziaływania oceanu i atmosfery, i decydują o makroskalowych wynikach tego oddziaływania.

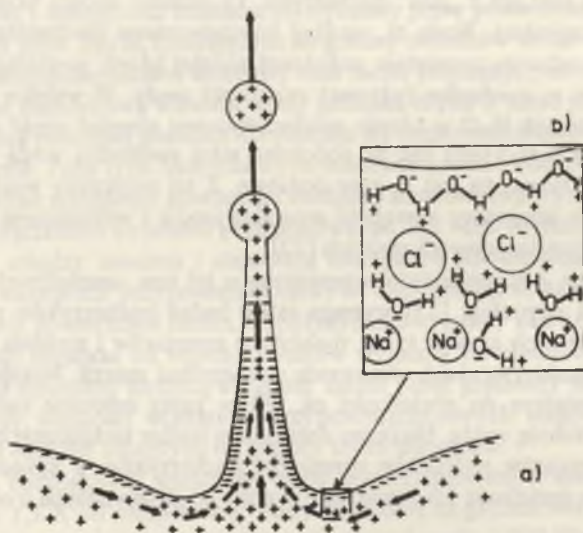
Szczególną rolę w unoszeniu kropelek wody i jonów soli morskiej do atmosfery spełniają pęcherzyki powietrza, produkowane głównie przez załamujące się fale powierzchniowe na morzu. Według modelu tego procesu [McIntyre 1965 – za 14, 1] w różnych fazach pękania pęcherzyka na powierzchni morza (ryc. 6) wyrzucane są do atmosfery kropelki wody o różnych rozmiarach i różnej zawartości soli. W pierwszej fazie pęka kapturek pęcherzyka utworzony z powierzchniowej błony wodnej. Z tego kapturek wyrzucane jest do atmosfery przeciętnie ok. 20 drobnych kropelek niezasolonej wody o rozmiarach 1–20 μm . W drugiej fazie pękania powstają 1–4 tzw. krople odrzutu o średnicy rzędu 100 μm z „dna” pęcherzyka. Te ostatnie unoszą wodę morską zawierającą jony soli morskiej. Woda ta, według hipotetycznego mechanizmu zjawiska, dopływa do kropli odrzutu z warstwy położonej poniżej błony powierzchniowej (ryc. 7), gdyż dopiero tam są swobodne (płynne) cząsteczki wody. W wyniku uporządkowanej konfiguracji cząsteczek H_2O w błonie powierzchniowej również część ujemnych jonów soli związana jest z tą błoną, tak że położona niżej swobodna woda dopływająca do kropli odrzutu wzbogacona jest w jony dodatnie. Z tej przyczyny wraz z wyrzucaniem kropli odrzutu do atmosfery następuje separacja jonów i wzbogacanie atmosfery w jony dodatnie, a w tym jony metali ciężkich [22].

Lepsze poznanie roli pęcherzyków powietrza w tej tzw. aerozolowej wymianie masy między morzem i atmosferą [13] wymaga także badań pęcherzyków powietrza w morzu – ich generacji, ich czasów życia, rozkładów rozmiarów i stężenia w toni morskiej przy różnych charakterystykach sfalowania powierzchni morza. Notuje się wtłaczanie pęcherzyków powietrza do głębokości ok. 20 m przez orbitalne ruchy ośrodka pod sfalowaną powierzchnią wody. Nieliczne dotychczas trudne technicznie badania wskazują na możliwość pomiarów rozkładów rozmiarów pęcherzyków w dynamicznych warunkach morskich na podstawie ich rezonansu w polu fal akustycznych o określonych częstościach [3].

Naszkicowany obraz mechanicznego unoszenia wody i soli do atmosfery w wyniku pękania pęcherzyków staje się prawdopodobnie drugorzędny przy bardzo silnych wiatrach w warunkach niestacjonarnych, kiedy spienione wody załamujących się grzbietów fal unoszone są i rozpylane w dużym stopniu bezpośrednio przez wiatr. W takich warunkach komplikują się w niezbadany bliżej sposób także inne strumienie wymiany energii i masy. Wymiana ta ulega również zasadniczej zmianie w przypadku zanieczyszczenia powierzchni morza.



Ryc. 6. Kolejne fazy (A, B, ...) generacji kropli przez pękające pęcherzyki powietrza na powierzchni wody wg modelu McIntyre 1965 (adaptacja rysunku z książki Horne [14])



Ryc. 7. Model separacji jonów wyrzucanych do atmosfery z kroplami odrzutu po pęknięciu pęcherzyka; a – dopływ jonów do kropli odrzutu z przewagą jonów dodatnich dzięki związaniu jonów ujemnych z błoną powierzchniową [wg 1], b – prawdopodobne rozmieszczenie cząsteczek wody i jonów soli przy powierzchni wody

STRUKTURA TERMICZNA MAS WODNYCH W MORZU;
CZYNNĄ WARSTWA OCEANU

Zasięg bezpośredniego oddziaływania atmosfery na ocean jest ograniczony na ogół do 100–300-metrowej warstwy wód powierzchniowych, zwanej czynną warstwą oceanu. Strumienie wymiany masy i energii docierają więc płytko pod powierzchnię w stosunku do głębi oceanu; część z nich zmienia wypadkowy kierunek z odgórnego na oddolny lub odwrotnie, zależnie od dobowych i sezonowych zmian stanu atmosfery.

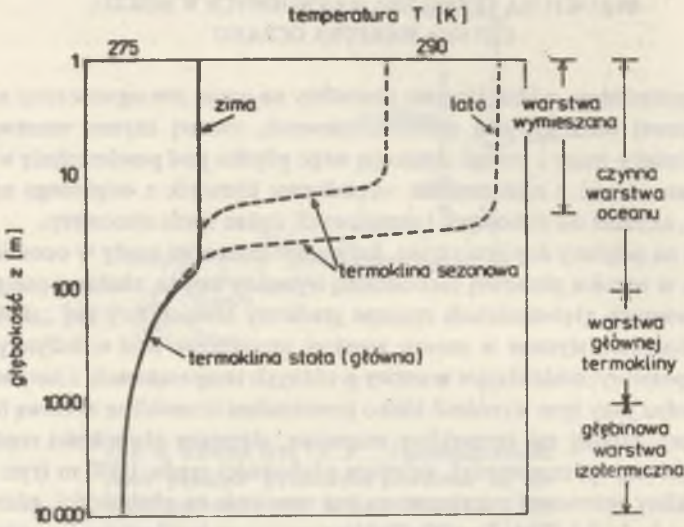
Ze względu na odgórny dopływ ciepła, przypowierzchniowe wody w oceanie są zwykle cieplejsze, a w wyniku pionowej turbulentnej wymiany ciepła, zasilanej energią wiatru, powstają na pewnych głębokościach znaczne gradienty temperatury (jej „skoki”). Wyznaczają one charakterystyczne w morzu warstwy przejściowe wód o dużym pionowym gradientie temperatury, oddzielające warstwy o różnych temperaturach, i nazywane są termoklinami. Można przy tym wyróżnić blisko powierzchni termoklinę dobową (tylko przy słabym wietrze), głębiej zaś termoklinę sezonową, sięgającą głębokości rzędu 100 m, i termoklinę główną (permanentną), sięgającą głębokości rzędu 1000 m (ryc. 8). Dolna granica termokliny sezonowej przyjmowana jest umownie na głębokości, gdzie gradient temperatury spada do 0,1 K/m. Ta głębokość wyznacza grubość czynnej warstwy oceanu sięgającą na ogół 100 do 300 m, a w zimnych wodach polarnych dużo głębiej. Niżej położona termoklina główna nie ulega już zmianom sezonowym i styka się z izotermiczną praktycznie warstwą głębinowych wód oceanu.

Termoklina (głównie sezonowa) stanowi barierę dla odgórnych pionowych strumieni turbulentnej wymiany energii i masy, gdyż w jej obszarze gęstość wody znacząco rośnie z głębokością i energia turbulentnych zawirowań ośrodka tracona jest na pracę przeciw zwiększonej sile wyporu.

Zaburzenia równowagi hydrostatycznej w obszarze termokliny, a ściślej na granicy warstw o różnej gęstości, prowadzą w morzu do orbitalnych oscylacji elementów tego ośrodka wokół położenia równowagi i często do powstawania fal wewnętrznych. Natura tych fal jest podobna do natury powierzchniowych fal grawitacyjnych na styku wody z powietrzem. Amplitudy fal wewnętrznych mogą sięgać nawet rzędu 100 m wobec małej stosunkowo energii potrzebnej na wychylenie granicy warstw wody, niewiele różniących się gęstością. Komplikuje to naszkicowaną strukturę mas wodnych, przy czym proces wewnętrzznego falowania jest także skomplikowany w wyniku nieostryści granic warstw lub raczej subtelnej wielowarstwowej struktury ośrodka oraz nałożenia się na ruch falowy złożonych pływowych, gradientalnych i innych przepływów wód.

W kierunku poziomym gradienty parametrów stanu ośrodka w morzu bywają jednak na ogół o rzędy wielkości mniejsze od gradientów w kierunku pionowym. Na tej podstawie przyjmuje się często model morza poziomo uwarstwionego, w którym funkcje opisujące pola fizyczne upraszczają się do funkcji jednej zmiennej przestrzennej, tj. głębokości w morzu z. Dalsze uproszczenie zakłada jednorodność statystyczną warstwy wymieszanej – na skutek turbulencji – od powierzchni morza aż do termokliny sezonowej.

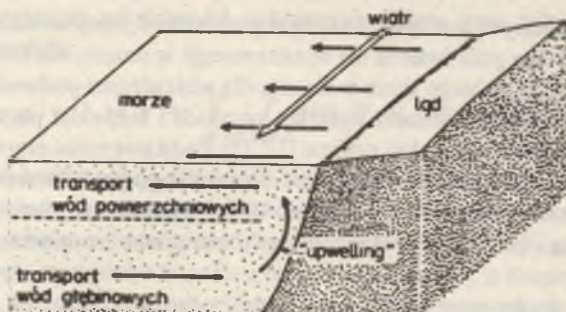
Matematyczne modelowanie górnej warstwy oceanu i jej oddziaływania z atmosferą stanowi obecnie wyodrębnioną, intensywnie uprawianą dziedzinę fizyki morza [19].



Ryc. 8. Schemat termicznej makrostruktury pionowej wód oceanu

Subtelna struktura mas wodnych oceanu stanowi przedmiot licznych badań eksperymentalnych, w tym także polskich i wspólnych z zespołem Instytutu Oceanologii AN ZSRR. Czułymi detektorami wykrywana jest wielowarstwowość czy raczej „uziarnienie” mas wodnych w morzu. Wiąże się ono z procesami turbulencji różnej skali (przesuwaniem się mas – napływem intruzji), z procesami falowania wewnętrznego, przepływu i wydzielania się ciepła, dyfuzji soli i in., które to procesy na podstawie subtelnej struktury mas wodnych i jej ewolucji są badane. Wykrywane quasijednородne warstwy wód w oceanie są najczęściej 2–3 metrowej grubości o poziomych rozmiarach ω najmniej 100 razy większych. Różnią się one wartościami parametrów stanu, a w tym temperaturą o wartość zaledwie rzędu 0,1 K. Wobec ostrych granic między tymi warstwami, gradienty temperatury między nimi sięgają jednak rzędu 1 do 10 K/m, a nawet więcej. W czasie chwilowych zaburzeń (np. dodania się prędkości orbitalnego ruchu elementów ośrodka w procesie wewnętrznego falowania do prędkości przepływu warstwy lub powstania niestabilności hydrostatycznej w wyniku przeciwnie skierowanych strumieni dyfuzji ciepła i soli) względny laminarny ruch tych warstw może przechodzić w turbulentny i prowadzić do zmian subtelnej struktury ośrodka.

Zasięg w głąb morza ruchów falowych oraz poziomego przepływu wód pod wpływem siły tarcia wiatru o powierzchnię morza jest także ograniczony do kilkudziesięciometrowej warstwy przypowierzchniowej. Model takiego przepływu dla jednorodnego i nieskończenie głębokiego ośrodka opisuje znana spirala Ekmana, ukazująca regularne zmiany z głębokością kierunku i prędkości przepływu wód, będące skutkiem zmieniającej się z głębokością równowagi pomiędzy siłami tarcia (turbulentnego) i siłą bezwładności Coriolisa. Sytuacje zbliżone do spirali Ekmana obserwuje się czasami w morzu, jednak nie udaje się dokonać pełnej weryfikacji tego modelu dla morza, ponieważ przepływ w morzu nigdy nie jest



Ryc. 9. Schemat „upwellingu” u zachodnich wybrzeży kontynentów półkuli północnej

„czysto wiatrowy”, a morze jest skończone i silnie niejednorodne w obszarze termokliny. Tarcie ustalonego wiatru o powierzchnię otwartego morza prowadzi jednak do wypadkowego (scałkowanego w pionie) transportu przypowierzchniowych mas wodnych w kierunku odchylnym efektywnie aż do 90° od kierunku wiatru, w wyniku działania siły Coriolisa. Zasilany w ten sposób energią siły wiatru przepływ przypowierzchniowych mas wodnych jest powodem lokalnego ubytku tych mas. Narusza to równowagę hydrostatyczną wód i wywołuje kompensujący prąd unoszący ku powierzchni masy wodne z głębi oceanu. Takie zjawisko „upwellingu” obserwuje się szczególnie wyraźnie w pobliżu zachodnich brzegów kontynentów (ryc. 9). Względnie ustalone zimne wiatry z kierunków polarnych i wschodnich wywołują tam odpływ wód powierzchniowych z szelfu oceanicznego i prądy unoszące z głębin oceanu wody bogate w substancje odżywcze dla biosfery morskiej. Zjawisko to jest przyczyną urodzaju fitoplanktonu fotosyntetyzującego materię organiczną, a stąd bogactwa form życia i obfitości ryb na szelfach u zachodnich wybrzeży Afryki i Ameryki. Naszkicowany mechanizm unoszenia zimnych wód głębinowych jest też jednym z nielicznych skutecznych mechanizmów wymiany i odświeżania głębinowych wód oceanu — ich wzbogacania w tlen i uwalniania z nadmiaru substancji biogennych. Mechanizm ten ilustruje natomiast tylko jeden z licznych skomplikowanych ruchów mas wodnych w oceanie (np. prądy grad-ientalne, pływy, fale), których omawianie pomijam, a które są intensywnie badane w kontekście innych procesów w morzu [8, 9, 20].

POLE ŚWIATŁA W MORZU

Pole światła w morzu kształtowane jest przez potężny strumień energii promieniowania słonecznego, określane stałą słoneczną ($F_s = 1353 \text{ W/m}^2$), położeniem Słońca, zmiennymi warunkami przepływu promieniowania przez atmosferę i właściwościami optycznymi toni morskiej oraz jej sfalowanej powierzchni. Splot tych współzależnych zjawisk w atmosferze i morzu komplikuje rozkład pola światła w morzu, które nie mniej silnie zależy od spektralnego i geometrycznego rozkładu promieniowania docierającego do powierzchni morza jak od absorpcyjno-rozpraszających właściwości wody morskiej.

Wiele badań prowadzonych nad tym złożonym problemem motywowanych jest ważnym znaczeniem naturalnego pola światła dla bilansu energii w morzu, dla fotosyntezy materii organicznej i produkcji wolnego tlenu w morzu, dla widzialności podwodnej oraz orientacji przestrzennej i migracji pionowej zwierząt morskich i także dla pasywnej teledetekcji niektórych właściwości powierzchni oceanu [12, 15]. Podstawą opisu przenoszenia (transferu) energii promienistej w morzu jest klasyczne równanie tego przenoszenia, które wykorzystuje się w uproszczonej postaci przy założeniu stałości współczynnika załamania światła, poziomo uwarstwionego morza i stacjonarnych warunków zewnętrznego oświetlenia:

$$\frac{dL(z, \Theta, \Psi)}{dz} = -cL(z, \Theta, \Psi) + L_*(z, \Theta, \Psi) + L_\eta(z, \Theta, \Psi) \quad (4)$$

gdzie:

- L – luminancja energetyczna, opisująca strumień światła transmitowany w kierunku określonym współrzędnymi kątowymi Θ, Ψ na głębokości z w morzu; w hydrooptyce nazywa się tę funkcję radiacją (ang. *radiance*) i wyraża w $[W/m^2 \text{ sr}]$,
- L_* – funkcja drogowa, opisująca przyrost radiacji na jednostkowej drodze transmisji w wyniku przecinania tej drogi przez dowolne inne strumienie światła i rozpraszania części ich energii w kierunku rozpatrywanej transmisji,
- L_η – funkcja źródłowa, opisująca przyrost radiacji na jednostkowej drodze w kierunku badanej transmisji, na skutek emisji światła w tym kierunku przez źródła w wodzie (bioluminescencja mikroorganizmów morskich),
- c – współczynnik osłabiania światła w ośrodku,
- Θ, Ψ – współrzędne katowe, liczone zwykle od zenitu i północy geograficznej odpowiednio, głębokość zaś $z = r \cos \Theta$, gdy r liczymy od początku układu współrzędnych na powierzchni morza.

Funkcja drogowa L_* jest całką radiacji dowolnych kierunków $L(z, \Theta', \Psi')$ mnożonych przez funkcję rozpraszania (kierunkowy współczynnik rozpraszania) światła β w ośrodku – rozpraszania z dowolnego kierunku (Θ', Ψ') na kierunek rozpatrywanej transmisji (Θ, Ψ) ; całkowanie odbywa się przy tym po wszystkich możliwych kierunkach (elementarnych kątach bryłowych $d\Omega' = \sin \Theta' d\Theta' d\Psi'$) sfery otaczającej badane miejsce w przestrzeni wodnej:

$$L_*(z, \Theta, \Psi) = \int_{\Psi'=0}^{2\pi} \int_{\Theta'=0}^{\pi} L(z, \Theta', \Psi') \beta(z, \Theta, \Psi, \Theta', \Psi') \sin \Theta' d\Theta' d\Psi' \quad (5)$$

Z tej przyczyny równanie przenoszenia (4) jest złożonym równaniem całkowo-różniczkowym, dla którego w ogólnej postaci nie znaleziono dotychczas analitycznego rozwiązania opisującego pole radiacji $L(z, \Theta, \Psi)$ w morzu. Taka znajomość pola radiacji w przestrzeni określonego akwenu umożliwiłaby wyznaczenie wszystkich optycznych właściwości tego akwenu. Problem upraszcza się po przyjęciu modelu jedynie jednokrotnego rozpraszania promieni słonecznych i zaniedbaniu funkcji źródłowej L_η . Takie uproszczenie ma pewne zastosowanie dla górnej, nasłonecznionej warstwy czystego morza [15]. Współczynniki objętościowe osłabiania światła c , rozpraszania β , absorpcji a oraz funkcja rozpraszania β , widoczne lub ukryte w równaniu przenoszenia (4), tworzą

zbiór tzw. rzeczywistych właściwości optycznych morza (ang. *inherent*) powiązanych prostą współzależnością:

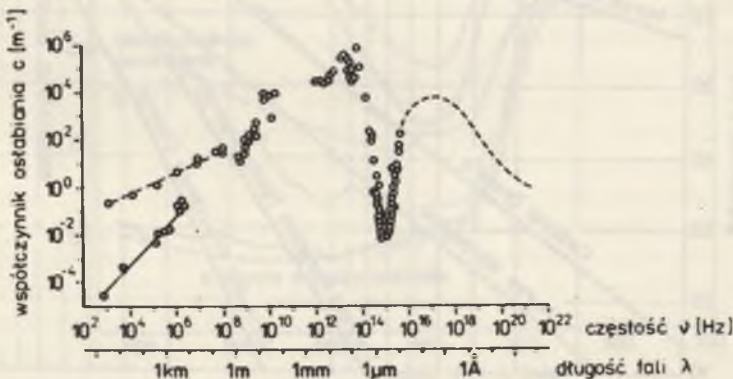
$$c = a + b = a + \int_{\Psi=0}^{2\pi} \int_{\Theta=0}^{\pi} \beta(\Theta, \Psi; \Theta_0, \Psi_0) \sin \Theta d\Theta d\Psi \quad (6)$$

gdzie kąty (Θ_0, Ψ_0) wyznaczają pierwotny kierunek światła rozpraszanego w kierunkach (Θ, Ψ) . Wyznaczaniu tych właściwości, ich charakterystyk spektralnych i uwarunkowań środowiskowych poświęca się w hydrooptyce wiele uwagi [5, 7, 15], gdyż z jednej strony umożliwiają one opis warunków transferu energii promienistej, z drugiej zaś są wskaźnikami wielu innych niż optyczne procesów w morzu (biochemicznych, geochemicznych, hydrodynamicznych).

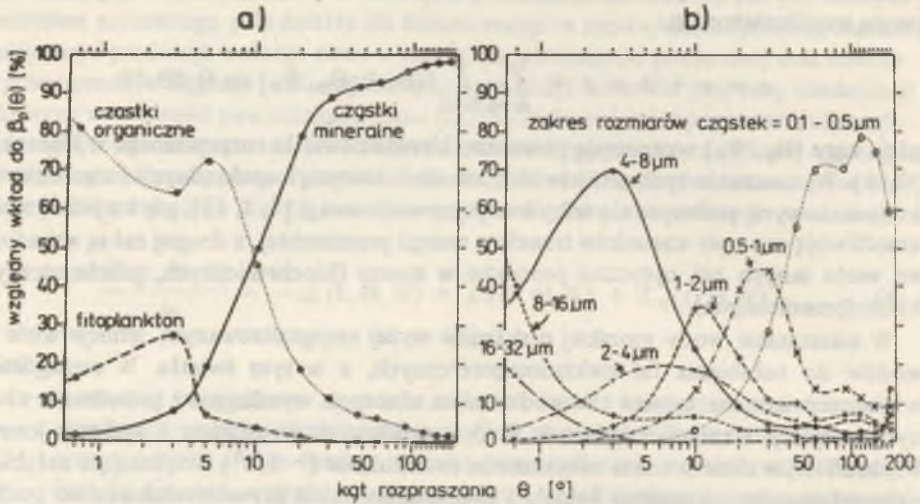
W mieszaninie wody morskiej o składzie wyżej zasygnalizowanym istnieje wiele powodów do osłabiania fal elektromagnetycznych, a w tym światła. W szczególności w podczerwieni ma miejsce w wodzie silna absorpcja wynikająca z pobudzenia złożonych oscylacji i rotacji cząsteczek wody, uwikłanych w asocjaty i agregaty jonowe. W ultrafiolecie silnie wzrasta rozpraszanie molekularne ($\sim 1/\lambda^4$) zwiększające osłabianie ukierunkowanego strumienia światła i zwiększające także prawdopodobieństwo pochłonięcia fotonów przez jony soli oraz substancje organiczne obecne w morzu. Z tych i innych powodów w widmie osłabiania fal elektromagnetycznych w morzu (ryc. 10) znaleziono tylko jedno głębokie minimum w przedziale widzialnym, tj. jedyne „okno” w widmie transmisji wody morskiej.

W morzach zanieczyszczonych lub biologicznie żyznych silny wzrost pochłaniania fioletu wywołuje grupa substancji organicznych zwanych żółtymi (humusy, melanoidy), a rozpraszanie w całym widmie światła potęgują zawiesiny morskie. Praktycznie też nie sól morska, a zawiesiny i rozpuszczone substancje organiczne różnicują morza pod względem optycznym.

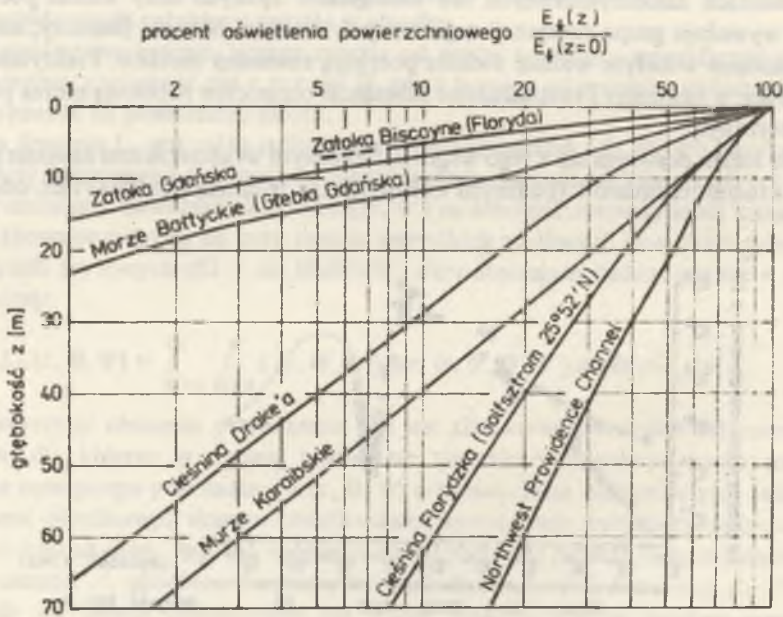
Wiele badań poświęca się z tego względu fizycznym właściwościom zawiesin morskich, ich rozkładowi rozmiarów (badanym elektro-niczną techniką Coultera) i ich oddziaływa-



Ryc. 10. Ogólny zarys widma osłabiania fal elektromagnetycznych w morzu (linia przerywana) i fal dźwiękowych dla porównania (linia ciągła) [wg Iwanowa 1975]



Ryc. 11. Wkład różnych frakcji zawiesin morskich w rozpraszanie światła w paśmie 633 nm pod różnymi kątami. β_p – funkcja rozpraszania na zawieszonych w wodzie cząstkach, θ – kąt rozpraszania [wg 16]



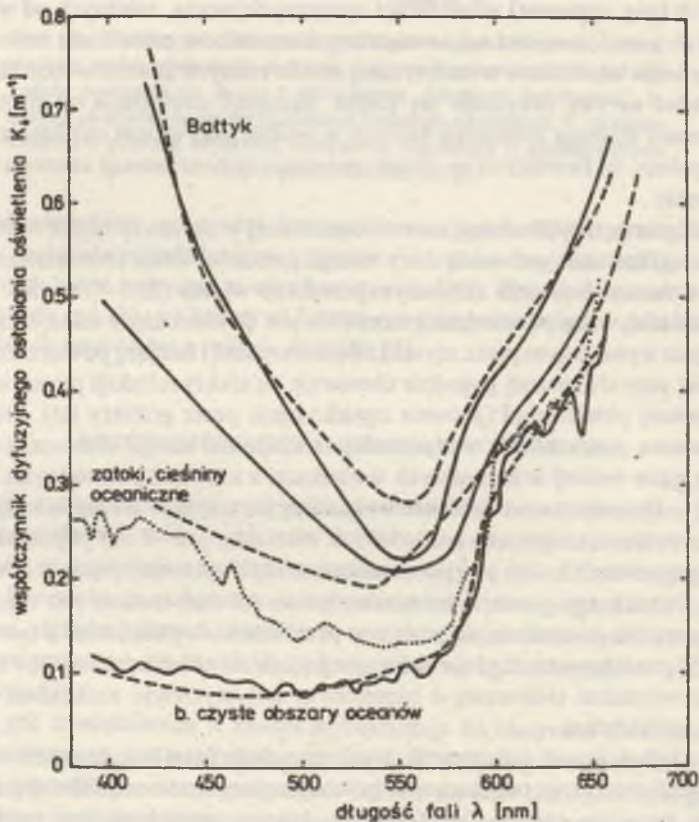
Ryc. 12. Zróżnicowanie dyfuzyjnego osłabienia oświetlenia z głębokością w morzu w paśmie 530 nm (z prac autora i współpracowników)

niu na zmiany funkcji rozpraszania światła w morzu [16]. Wykorzystując rozwiązania Mie równań Maxwella oraz wyniki empirycznych badań właściwości zawiesin w morzu, ustalono wstępnie wkład różnych frakcji tych zawiesin w rozpraszanie światła pod różnymi kątami (ryc. 11).

Scałkowanie równania (4) po wszystkich kierunkach (Θ, Φ) przy zaniedbaniu funkcji źródłowej L_{η} prowadzi do tzw. równania Gershuna:

$$\frac{d(E_{\downarrow} - E_{\uparrow})}{dz} = -aE_0 \quad (7)$$

które określa jeden z bardzo nielicznych sposobów wyznaczania współczynnika absorpcji światła a w absorpcyjno-rozpraszającym środowisku morskim. Tutaj E_{\downarrow} i E_{\uparrow} są odpowiednio oświetleniem ogólnym i oddolnym (płaszczyzny poziomej), zaś E_0 – oświetleniem skalarnym (elementarnej sfery) na głębokości z w morzu. Te oświetlenia rejestruje



Ryc. 13. Widma dyfuzyjnego osłabienia oświetlenia w różnych morzach (dane wg różnych autorów – [6])

się bezpośrednio w morzu fotometrami wyposażonymi w odpowiednie płaskie i sferyczne kolektory światła z mlecznego szkła.

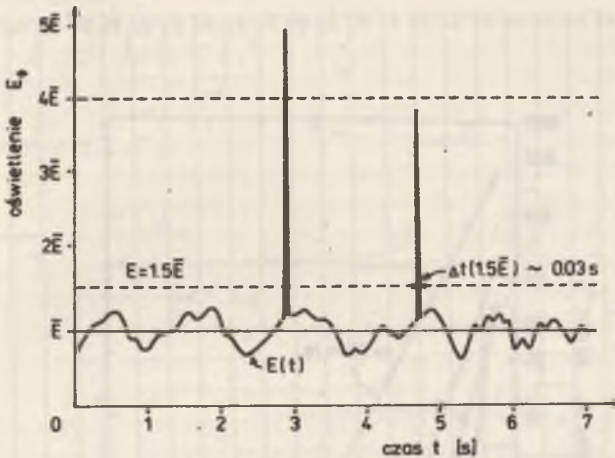
Zastosowanie formuły (7) dla badań widma i uwarunkowań środowiskowych współczynnika absorpcji światła w morzu jest dotychczas ograniczone względami technicznymi. Rozpowszechnione są jednak pomiary dyfuzyjnego osłabiania oświetleń z głębokością w morzu, a szczególnie oświetlenia odgórnego E_{\downarrow} . Charakteryzują one przepływ energii promienistej w głąb morza i zróżnicowanie mórz pod tym względem (ryc. 12), a stąd zróżnicowanie grubości eufotycznej strefy morza, w której zachodzi fotosynteza materii organicznej. Pełniejszą informację o osłabianiu dyfuzyjnym oświetlenia odgórnego z głębokością w morzu daje widmo współczynnika tego osłabiania, zdefiniowanego wzorem:

$$K_{\downarrow}(z, \lambda) = - \frac{1}{E_{\downarrow}(z, \lambda)} \frac{dE_{\downarrow}(z, \lambda)}{dz} \quad (8)$$

Współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego K_{\downarrow} stanowi jedną z licznych pozornych (ang. *apparent*) właściwości optycznych morza, zależnych od właściwości rzeczywistych i częściowo też od zewnętrznych warunków oświetlenia morza. Widma tego współczynnika uśrednione w eufotycznej strefie różnych akwenów morskich ilustruje ryc. 13. Widać na niej zawężanie się pasma transmisji oświetlenia od strony fioletu w wyniku wzrostu stężenia substancji żółtych w wodzie oraz wzrost osłabiania oświetlenia w całym paśmie fal świetlnych na skutek zwiększonej koncentracji zawiesin morskich w danym akwencie.

W badaniach pierwotnej produkcji materii organicznej w morzu (poprzez fotosyntezę), stosowane jest całkowanie pod wodą dozy energii promieniowania słonecznego w określonym czasie w fotosyntetycznie aktywnym przedziale widma (350–700 nm). Oświetlenie dzienne pod sfalowaną powierzchnią morza nie jest bowiem nigdy stałe, lecz ulega silnym fluktuacjom wywołanym przez czynniki atmosferyczne i falującą powierzchnię wody. W szczególności przy słonecznej pogodzie obserwuje się efekty refrakcji promieni słonecznych na sfalowanej powierzchni (głównie ogniskowanie przez grzbiety fal), które powodują pod sfalowaną powierzchnią wody chwilowe skupienia energii słonecznej (ryc. 14), nie spotykane gdzie indziej w naturalnych warunkach, a nazwane podwodnymi błyskami świetlnymi [5]. Dotychczasowe badania wykazały, że warunki szczególnie sprzyjające temu zjawisku występują na morzu przy słabych wiatrach, tj. 2–3 m/s [6]. Intensywność błysków na głębokościach 1–2 m pod powierzchnią wody sięga wtedy pięciokrotnej wartości oświetlenia słonecznego powierzchni morza, ich średni czas trwania jest rzędu 10 ms, a ich średnia częstość pojawiania się maleje w przybliżeniu wykładniczo z intensywnością (ryc. 15). W modelowaniu tego zjawiska uwzględnia się odbicie, refrakcję i osłabianie promieni na powierzchni sfalowanej z określonym statystycznym rozkładem nachyleń elementów tej powierzchni.

Na dużych głębokościach optycznych w morzu panuje światło całkowicie rozproszone częściowo spolaryzowane, tworzące tzw. pole asymptotyczne o właściwościach upraszczających opis transferu energii. To głębinowe dzienne oświetlenie (np. na głębokościach 600–800 m w oceanie) o zawężonym widmie do niebiesko-fioletowego pasma fal, słabsze o 6–10 rzędów wielkości od oświetlenia powierzchni morza, trudno jest często



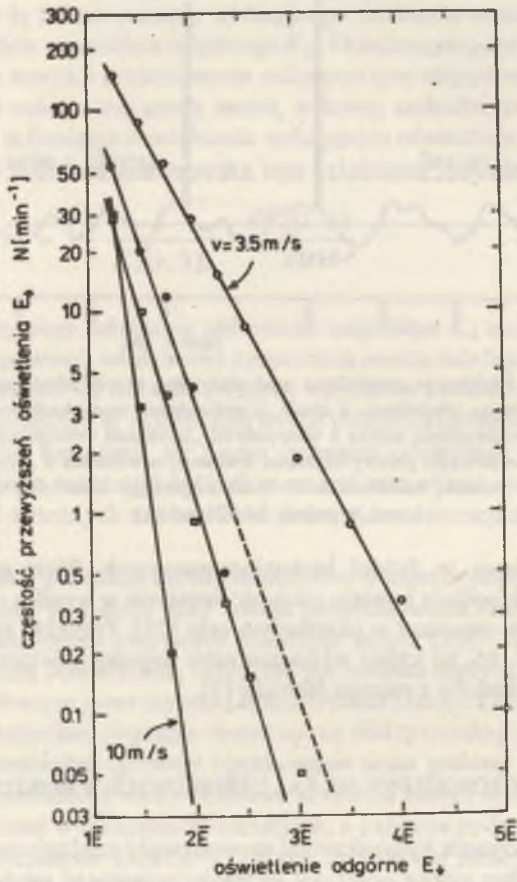
Ryc. 14. Fluktuacje oświetlenia pod sfalowaną powierzchnią morza; przebieg zmian oświetlenia w czasie, w naturalnych warunkach pod sfalowaną powierzchnią morza z widocznymi „błyskami świetlnymi”, tj. silnymi chwilowymi przewyższeniami średniego oświetlenia \bar{E} , rejestrowanymi z pomocą kolektora oświetlenia odgórnego o średnicy rzędu 1 mm, w paśmie fal 525 nm [6]

odróżnić od oświetlenia ze źródeł bioluminescencyjnych. Wiele gatunków drobnych organizmów morskich posiada bowiem zdolność świecenia w wyniku reakcji chemicznych stymulowanych przez organizm w określonym celu [25]. Przykład świecenia mikroorganizmów ilustruje ryc. 16, na której widoczne ostre impulsy świetlne pochodzą głównie od pojedynczych osobników z rodzaju *Metridia* [7].

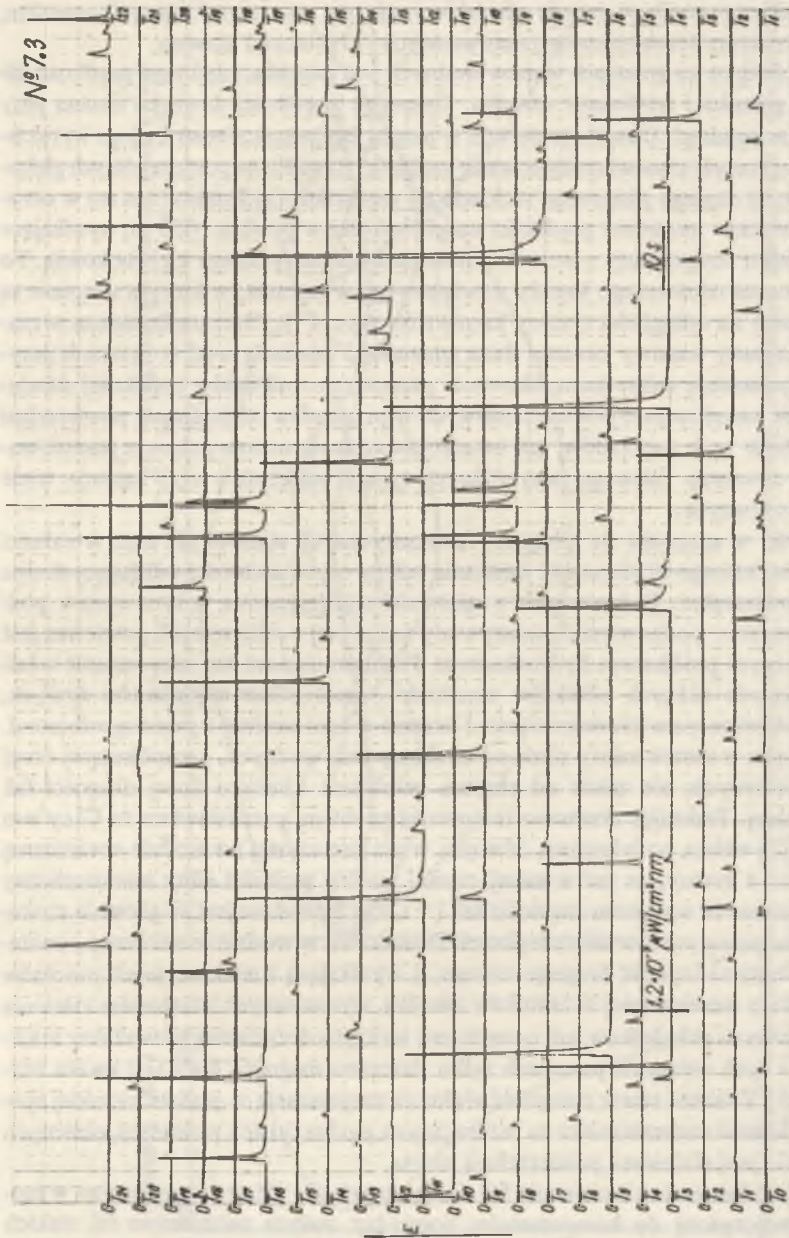
ROZCHODZENIE SIĘ FAL DŹWIĘKOWYCH W MORZU

Techniczne zastosowania hydroakustyki spowodowały znaczny rozwój tej gałęzi fizyki morza. Sprzyjały mu mocne podstawy wcześniej rozwiniętej mechaniki i zaangażowanie przemysłu w produkcji urządzeń hydroakustycznych dla potrzeb żeglugi morskiej. Akustyczna hydrolokacja położenia i uwarstwienia dna morskiego, ławic ryb, skupisk zooplanktonu, statków i innych obiektów w toni morskiej, a także uwarstwienia mas wodnych, fal wewnętrznych itp. znalazły już wyraz w wielu monografiach poświęconych akustyce morza [3].

Do opisu pól dźwiękowych w morzu wykorzystuje się klasyczne równanie falowe dla ciśnienia akustycznego lub potencjału prędkości akustycznej oraz (częściej) przybliżenie akustyki (optyki) geometrycznej. Obok osłabiania dźwięku, podobnie jak światła, dwa dodatkowe zjawiska, nieistotne najczęściej w hydrooptyce, powodują w hydroakustyce znaczne komplikacje. Są nimi: refrakcja fal dźwiękowych na makroniejednorodnościach mas wodnych oraz odbicie dźwięku o uwarstwione dno morskie i sfalowaną po-



Ryc. 15. Przeciętny obraz spadku częstości podwodnych „błysków” o wzrastających intensywnościach pod sfalowaną powierzchnią morza przy różnych prędkościach wiatru w paśmie fal światła 525 nm [5, 7]



Ryc. 16. Przykład zarejestrowanych impulsów bioluminescencyjnych zooplanktonu morskiego w próbie wody z rejonu Antarktyki; jest to zapis oświetlenia w czasie w kolejnych wierszach następujących po sobie od dołu do góry; 1 wiersz obejmuje czas 19 s; skala pionowa wyraża oświetlenie w paśmie 480 nm z odległości ok. 20 cm równe $1,2 \cdot 10^{-7} \mu\text{W}/\text{cm}^2 \cdot \text{cm}$ na 4 kratki skali wykresu – strzałka pionowa [7]

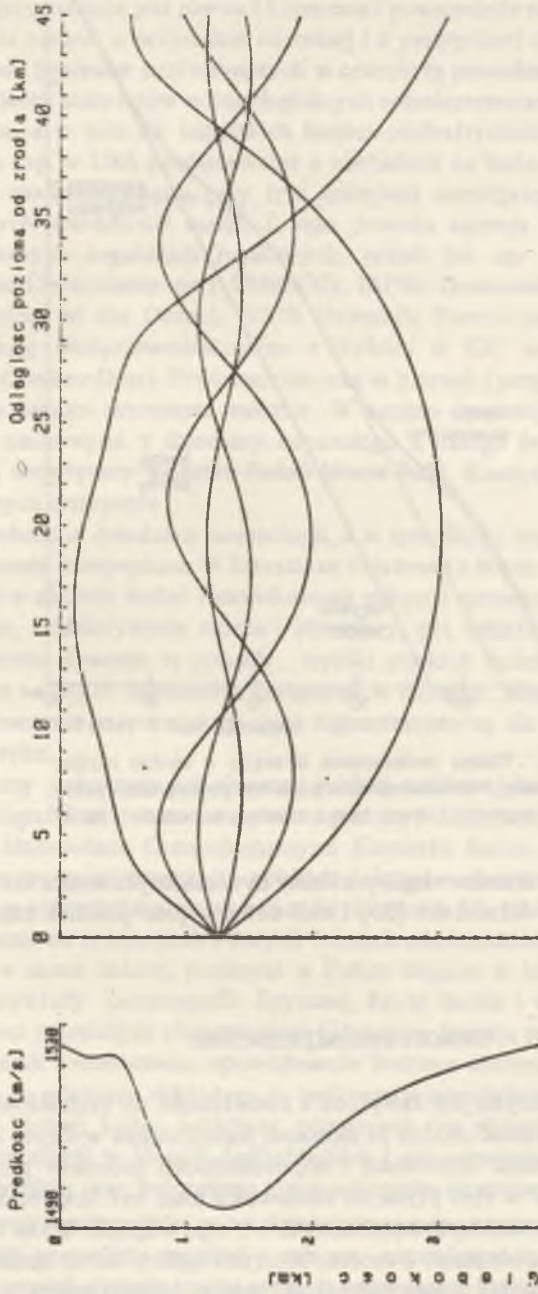
wierzchnię morza. Z tych powodów zarówno naturalne pole szumów, jak i pola sygnałów lub hałasów akustycznych w morzu charakteryzują się znacznym skomplikowaniem, zależnym od struktury termohalinowej mas wodnych i głębokości akwenu.

Refrakcja dźwięku na granicach warstw wodnych jest znaczna, gdyż jego prędkość silnie zależy od gęstości i ściślności ośrodka. Dyspersję prędkości dźwięku można przy tym praktycznie pominąć. Uwarstwienie wód w morzu jest jednak nieostre, a jego wyraz istotny dla hydroakustyki stanowi zróżnicowanie prędkości dźwięku na poszczególnych głębokościach w postaci ciągłego pionowego rozkładu tej prędkości $c(z)$. Rozkład ten ma w oceanie charakterystyczne minimum prędkości na głębokości w pobliżu 1000 m, wynikające głównie ze spadku temperatury a wzrostu ciśnienia hydrostatycznego z głębokością. To minimum wyznacza oś trwałego kanału dźwiękowego w oceanie, w którym skupiane są fale i przenoszone na odległości tysiący kilometrów (ryc. 17). Złożona i zmienna w czasie struktura czynnej warstwy oceanu, duża zmienność zasolenia wód w morzach peryferyjnych itp. powodują dalsze komplikowanie pionowych rozkładów prędkości dźwięku, powstawanie kanałów przypowierzchniowych w przypadku ochłodzonej powierzchni morza itp. Badanie tych rozkładów, ich uwarunkowań środowiskowych oraz poszukiwanie rozwiązań równania falowego przy różnych typach rozkładów $c(z)$ zajmuje wiele miejsca w hydroakustyce.

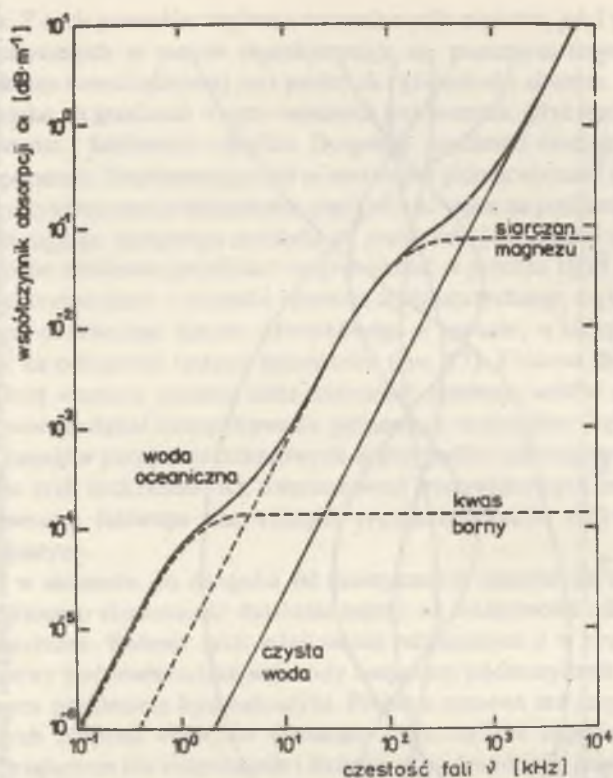
Akwen płytki w stosunku do długości fal akustycznych stanowi dla nich w całości rodzaj falowodu, którego skuteczność działania zależy od właściwości odbijających dna i sfalowanej powierzchni. Badanie tych właściwości odbijających a w tym warstw poddennych oraz warstwy podpowierzchniowej wody nasyconej pęcherzykami powietrza jest oddzielnym ważnym problemem hydroakustyki. Problem stanowi też rozpoznanie właściwości odbijających różnych obiektów morskich – szczególnie organizmów żywych, w stopniu umożliwiającym ich rozpoznanie i liczenie w toni wodnej z pomocą echosond.

Zasięg dźwięku w morzu zależy silnie od struktury mas wodnych, komplikującej drogi promieni dźwiękowych, ale także od stopnia osłabiania dźwięku danej długości fali w wodzie morskiej. Traktując skróto ten ostatni problem, przedstawiam za Clay'em i Medwinem [3] widma pochłaniania dźwięku w wodzie czystej i w wodzie oceanicznej (ryc. 18). Widać z ryciny, że już w samej czystej wodzie zachodzi silny monotoniczny wzrost pochłaniania ze wzrostem częstości fali ($\sim \omega^2$). Wywołane jest to głównie stratami energii fali na pracę przeciw siłom lepkości. Dodatkowo w wodzie oceanicznej powstają zauważalne straty na lepkość drugiego rodzaju, tj. wynikającą z relaksacyjnych procesów przemian struktury molekularnej składników ośrodka, wymuszanych działaniem ciśnienia fali. Spośród licznych składników soli oceanicznej wykryto dotychczas zauważalny selektywny udział w tych ostatnich procesach tylko siarczynu magnezu $MgSO_4$ i kwasu borowego $B(OH)_3$ [3]. Znaczne straty energii dźwięku na rozpraszanie w wodzie morskiej spowodowane są głównie rozpraszaniem na rezonujących pęcherzykach powietrza, obecnych w dużym stężeniu pod sfalowaną powierzchnią morza.

Poszukiwania odpowiednich częstości fal akustycznych dla różnych zastosowań w morzu prowadzą najczęściej do kompromisów pomiędzy małym osłabianiem fal niskich częstości a skutecznością kolimacji i większą zdolnością rozdzielczą urządzeń pracujących na falach wysokich częstości. Stąd zastosowanie mają głównie ultradźwięki, aż do częstości



Ryc. 17. Bieg promieni dźwiękowych wysyłanych pod różnymi kątami ze źródła umieszczonego na osi kanału dźwiękowego w oceanie; kanał ten określa pionowy rozkład prędkości dźwięku pokazany z lewej strony rysunku [Z. Klusek i J. Szczucka - z prac bieżących za zgodą autorów]



Ryc. 18. Widma pochłaniania dźwięku w wodzie czystej i oceanicznej z uwidocznionym udziałem pochłaniania przez siarczan magnezu i kwas borny obecne w oceanie [wg 3]

rzędu 1 MHz. Zjawiska i aktualne ciągle problemy hydroakustyki wraz z literaturą przedmiotu prezentuje szerzej Śliwiński [23] i inni autorzy prac polskich zamieszczonych w tym samym zbiorze.

UWAGI I WNIOSKI KOŃCOWE

Naszkiwowana problematyka jest zawężona z konieczności do tych elementów fizyki, które w odczuciu autora uznać można za aktualnie najważniejsze w fizyce morza. Szkic ten nie odzwierciedla jednak złożoności i współzależności procesów przyrodniczych w morzu, których badanie w tym płynnym środowisku musi być kompleksowe. Natura oceanu nie toleruje granic międzydyscyplinarnych i z tego względu fizyka morza rozwijając się może tylko w zespole nauk o morzu, objętych ogólną nazwą oceanologii. Poza fizyką morza zespół ten tworzą przede wszystkim chemia i biologia morza, a także fizyka atmosfery nadmorskiej oraz geochemia i geomorfologia osadów pod dnem morskim.

Wspieranie omawianych badań przez matematykę stosowaną, rdzenną fizykę, geofizykę i inne nauki przyrodnicze jest również konieczne i powszechnie stosowane.

Istotna rola oceanu w przyrodzie ziemskiej i w praktycznej działalności społeczeństw oraz złożoność procesów przyrodniczych w oceanie są powodem zaangażowania w badaniach morza setek instytutów oceanologicznych rozmieszczonych w znacznej większości krajów świata, a w tym we wszystkich krajach nadbałtyckich. Wysokie koszty badań oceanicznych (np. w USA porównywalne z nakładami na badania kosmiczne) i wspólne użytkowanie morza wymagają przy tym ściślejszej współpracy międzynarodowej niż w wielu innych dziedzinach nauki. Z tego powodu zajmuje się tą współpracą wiele międzynarodowych organizacji naukowych, takich jak np. IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission przy UNESCO), IAPSO (International Association for the Physical Sciences of the Ocean), SCOR (Scientific Committee on Oceanic Research). Wysoką funkcję wiceprzewodniczącego z wyboru w IOC sprawuje aktualnie Polak, prof. dr hab. Czesław Druet. Polska uczestniczy w pracach i programach naukowych tych organizacji w bardzo skromnym zakresie. W zamian dysponujemy jednak aktualnymi materiałami naukowymi z dziedziny oceanologii z całego świata. Ze strony polskiej patronuje tej współpracy Komitet Badań Morza PAN, Komitet Badań Polarnych PAN i kilka krajowych instytutów.

Badania polskie w dziedzinie oceanologii, a w tym fizyki morza, stały dotychczas na dobrym poziomie europejskim. W literaturze światowej z fizyki morza daje się zauważyć polski wkład w zakresie badań i modelowania mikro- i mezoskalowych procesów hydrodynamicznych, oddziaływania morza i atmosfery, pól światła oraz niektórych innych zjawisk w morzu. Znaczne są ponadto wyniki polskich badań w zakresie rozpoznania struktury mas wodnych i procesów fizycznych w Bałtyku. Mają one ważne, choć przyczynkowe, znaczenie w oceanologii, lecz najistotniejsze są dla praktycznej działalności Polski na Bałtyku.

Dysponujemy pokaźnym już zbiorem polskiej naukowej literatury o morzu, w tym kilkoma monografiami, dwoma znanymi za granicą periodykami, tj. „Oceanologią” oraz „Studiami i Materiałami Oceanologicznymi Komitetu Badań Morza PAN”. Wyliczyć też można przynajmniej trzydziestu polskich doktorów, docentów i profesorów wyspecjalizowanych w różnych kierunkach badań fizyki morza. Ich prace i kwalifikacje naukowe zdobyły uznanie na sympozjach i innych formach międzynarodowej współpracy naukowej. Jest to w sumie sukces, ponieważ w Polsce dopiero w latach siedemdziesiątych rozpoczęto wykłady oceanografii fizycznej, fizyki morza i wyodrębnionej dynamiki morza na nowo powstałym Uniwersytecie Gdańskim. Istnieją jednak duże zahamowania rozwoju polskich badań morza, spowodowane brakiem niezbędnego zaplecza technicznego, choćby na poziomie zbliżonym do średniego w innych krajach nadbałtyckich. Stan ten, pomimo dobrej kadry naukowej, pozostawia nas obecnie w tyle za aktualnym rozwojem oceanologii w krajach nadbałtyckich i nie odzwierciedla potencjału polskiej gospodarki morskiej oraz związanego z nią przemysłu okrętowego. Utrzymanie dotychczasowej pozycji nauki polskiej w tej dziedzinie oraz sprostanie narastającym potrzebom szeroko pojętej gospodarki morskiej i ochrony naturalnego środowiska wymaga inwestycji, zahamowanych obecnie trudną sytuacją gospodarczą kraju.

PIŚMIENNICTWO

1. Blanchard D. C.: The electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea, *Progress in Oceanography* 1, 73 [Pergamon Press, New York] (1963)
2. Budyko M. I. [red.] *Atlas ciepłoty bałansa ziemnego szara Giromietieiozdat, Leningrad* 1963.
3. Clay C. S., Medwin H.: *Acoustical Oceanography, Principles and Applications, Wiley-Intersci. Publ., New York* 1977.
4. Dera J., Gohs L., Woźniak B.: *Oceanologia* 10, 5 (1978).
5. Dera J., Olszewski J.: *Oceanologia* 10, 27 (1978).
6. Dera J.: *Elementy fizyki morza, PWN, Warszawa* [oddane do druku].
7. Dera J., Węgleńska T.: *Oceanologia* (1981).
8. Druet Cz., Kowalik Z.: *Dynamika morza, Wydawnictwo Morskie, Gdańsk* 1970.
9. Druet Cz.: *Hydrodynamika morskich budowli i akwenów portowych, Wydawnictwo Morskie, Gdańsk* 1978.
10. Druet Cz., Ozmidow W. i in.: *Studia i Materiały Oceanologiczne Komitetu Badań Morza PAN* 29 (1980).
11. Düing W., Ostapoff F., Merle J. [ed.]: *Physical Oceanography of Tropical Atlantic during GATE. Global Atmospheric Research Program (GARP), Atlantic Tropical Experiment, University of Miami, USA* (1980).
12. Gałazij G. I., Szifrin K. S. i in.: *Opticzeskije metody izuczenija okieanow i wnutriennich wododomow, izd. Nauka, Sibirskoje oddzielenie, Nowosi birsk* 1979.
13. Garbalewski C.: *Meteor. Bad. Ser. Hydrologia i Oceanologia, IMGW, Warszawa* 1977.
14. Horne R. A.: *Marine Chemistry, Wiley-Interscience, New York - London* 1969.
15. Jerlov N. G.: *Marine Optics, Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam - Oxford - New York* 1976.
16. Jonasz M.: *Wykorzystanie zjawiska rozpraszania światła do określania własności fizycznych zawiesin morskich, [praca doktorska] Zakład Oceanologii PAN, Sopot* 1980.
17. Kowalik Z.: *Acta Geophys. Pol.* 27, 3 (1979).
18. Kraus E. B.: *Atmosphere - ocean interaction, Clarendon Press, Oxford* 1972.
19. Kraus E. B. [ed.]: *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean, Pergamon Press, Oxford - New York - Toronto - Sydney - Paris - Frankfurt* 1977.
20. Monin A. S. [red.]: *Okieanologia, Fizyka okieana, 1-2, izd. Nauka, Moskwa* 1978.
21. Okubo A., Ozmidow R. W.: *Izw. AN SSSR, ser. Fit. Atm. i Okieana* 6 (1970).
22. Piotrowicz S. R., Duce R. A., Fasching J. L., Weisel C. P.: *Marine Chemistry* 7 (1979).
23. Śliwiński A.: *Studia i Materiały Oceanologiczne Komitetu Badań Morza PAN* 7 (1974).
24. Thurman H. V.: *Introductory Oceanography, Charles E. Merrill Publ. Comp. Columbus, Toronto* 1978.
25. Winogradow M. E. [red.]: *Okieanologia, Biologia okieana, 1-2 izd. Nauka, Moskwa* 1977.

РЕЗЮМЕ

Настоящая статья является введением в проблематику по физике моря, предназначенным для физиков не занимающихся исследованиями моря. Представлены в ней главные направления и некоторые задачи физики моря.

Указывается на взаимосвязанность и сложность физических процессов связанных с движением масс водных и океанской турбулентности, взаимодействием моря и атмосферы, термохалинной структуры масс водных, а также переноса солнечного излучения и звука в море.

Упомянуто также о ситуации и направлениях физики моря в Польше.

SUMMARY

An outline of physical phenomena in the ocean and some research problems in marine physics is given. This is addressed to physicists who are not studying the marine environment. The complexity of water masses structure and movement, oceanic turbulence, atmosphere-ocean interaction and the sunlight transfer as well as sound energy transfer in the ocean is considered. The development and situation in the marine physics in Poland is also mentioned.

Złożono w Redakcji 6 I 1982 roku.

