

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII
Zakład Geografii Rolnictwa
33-006 64, ul. Krak. Przedmieście 30

I N S T Y T U T G E O G R A F I I
P O L S K I E J A K A D E M I I N A U K

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N R 6 5

JÓZEF BĄCZYK

MASY WODNE POŁUDNIOWEGO BAŁTYKU
I WPŁYW ICH RUCHÓW
NA POLSKĄ STREFĘ PRZYBRZEŻNĄ

W A R S Z A W A 1 9 6 8
W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

Nr

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstoceńskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90 + 7 map, zł 16,50
5. Kielczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska, Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map, zł 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 56,—
10. Wyrwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 36,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, zł 20,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—
15. Lomniewski K., Zalew Wiśłany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
Wełpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu ceglarnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mragowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstoceńskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Precedings of the Anglo-Polish Seminar (Nieborów, September 15—18. 1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.

I N S T Y T U T G E O G R A F I I
P O L S K I E J A K A D E M I I N A U K

★

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N R 65

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ
№ 65

Юзеф Бончик

ВОДНЫЕ МАССЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ
И ВЛИЯНИЕ ИХ ДВИЖЕНИЙ НА ПОЛЬСКУЮ ПРИБРЕЖНУЮ
ЗОНУ

*

TRAVAUX GÉOGRAPHIQUES
№ 65

Józef Bączyk

LES MASSES D'EAUX DE LA MER BALTIQUE MÉRIDIONALE
ET L'INFLUENCE DE LEURS MOUVEMENTS SUR LA ZONE
LITTORALE POLONAISE

I N S T Y T U T G E O G R A F I I
P O L S K I E J A K A D E M I I N A U K

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N R 6 5

JÓZEF BĄCZYK

MASY WODNE POŁUDNIOWEGO BAŁTYKU
I WPŁYW ICH RUCHÓW
NA POLSKĄ STREFĘ PRZYBRZEŻNĄ

W A R S Z A W A 1 9 6 8
W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

Komitet Redakcyjny

Redaktor naczelny: MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
Zastępca redaktora naczelnego: KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI
Członkowie: RAJMUND GALON, LESZEK STARKEL

Sekretarz: JADWIGA WŁODEK-SANOJCA

Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI, RAJMUND GALON, JERZY GRZESZCZAK, ŁUCJA GÓRECKA
(sekretarz Rady), MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA (przewodnicząca Rady), MIECZYŚLAW
KLIMASZEWSKI, JADWIGA KOBENDZINA, JERZY KOSTROWICKI, STANISŁAW
LESZCZYCKI

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA 1968

Wyd. I, Nakład 700+137 egz. Objętość: 10,25 ark. wyd., 7,5 ark. druk. Format B5.
Papier druk. sat. kl. III. 80 g. BI. Oddano do składania 14.VI.1967 r. Podpisano
do druku 14.III.1968 r. Druk ukończono w marcu 1968 r. Cena zł 31.— T-80.

Drukarnia im. Rew. Październikowej. Warszawa, Zam. nr 1008/67.

SPIS TREŚCI

Wstęp i założenia ogólne	7
Warunki naturalne badanego obszaru morskiego	8
Charakterystyka stanu badań	14
Materiał obserwacyjny i metody opracowania	18
Symbole umowne użyte w pracy	23
Charakterystyka mas wodnych i podstawa ich wydzielenia	26
Rodzaje wód w środowisku południowobałtyckim	27
Dwuwarstwowy system wód	31
Własności fizyczno-chemiczne wydzielonych mas wodnych	35
Gęstość wód jako funkcja ich zasolenia i temperatury	40
Wieloletnie zmiany cech fizyczno-chemicznych	45
Zmiany objętości mas powodowane wlewami oceanicznymi	43
Ruchy atmosfery a położenie mas wodnych	51
Konwekcyjne mieszanie a równowaga dynamiczna mas wodnych	52
Niektóre cechy charakterystyczne ruchów wody	55
Wpływ ruchów atmosfery na krążenie wód	55
Zmiany fizyczno-chemiczne wód powodowane ich ruchem	57
Falowy charakter zmian hydrologicznych	59
Turbulencyjne ruchy wód powierzchniowych	64
Zmienność systemu prądów pod wpływem układów krążenia	67
Funkcyjny związek prądów powierzchniowych z wiatrami	72
Inercyjna cyrkulacja wód	76
Nieregularne krążenie wód	78
Przemieszczenia wody w polskiej strefie przybrzeżnej	82
Charakterystyka ruchów wody w strefie przybrzeżnej	83
Wiatry w rejonie polskiego wybrzeża	85
Wpływ wiatrów na ruchy wody	90
Tendencja ruchu wody w polskiej strefie przybrzeżnej	96
Wnioski	101
Literatura	104
Резюме	109
Resume	115

WSTĘP I ZAŁOŻENIA OGÓLNE

Południowa część Bałtyku należy do obszarów o ciekawych stosunkach hydrologicznych. Jako morze śródlądowe o ograniczonej łączności z oceanem jest Bałtyk środowiskiem, w którym stosunki fizyczno-chemiczne wód i zmiany ich własności przebiegają w sposób typowy, uzależniony od wlewów wód oceanicznych i dopływów rzecznych. Dwa różne źródła dopływu wód są podstawą stałego podziału na oddzielne masy, o charakterystycznych cechach fizyczno-chemicznych i ruchach podporządkowanych różnicom gęstości wody i dynamicznym wpływom atmosfery. Z tego względu badania południowego Bałtyku mają charakter doświadczalny, nie są łatwe do przeprowadzenia, a ich rezultaty i podstawy metodyczne często znajdowały zastosowanie w szerszych badaniach oceanograficznych [1, 23, 26, 47, 51, 58].

Celem niniejszej pracy jest bliższe poznanie praw fizycznych rządzących środowiskiem wodnym, opis ich wzajemnych zależności i wskazanie podstawowych metod badań dla prognostycznego określenia zjawisk hydrologicznych. Próba określenia dynamicznych własności wyróżnionych mas wodnych i charakterystycznych ich ruchów stanowi zaledwie pierwszy krok na drodze do szczegółowej syntezy hydrologicznej. Poznanie tej problematyki zapewni nie tylko lepsze wykorzystanie zasobów gospodarczych morza, lecz ma również aspekty humanistyczne. Z problemem tym wiąże się lepsze wykorzystanie szlaków żeglugi, powiększenie zasobów żywności, hydrotechniczne wykorzystanie energii wód przybrzeżnych i zabezpieczenie wybrzeża przed niebezpiecznym podnoszeniem się poziomu morza.

Praca ta składa się z trzech części. W pierwszej omawia się fizyczno-chemiczne własności wód południowego Bałtyku, podstawy ich różnicowania się w charakterystyczne masy wodne z przedstawieniem dynamicznej równowagi i kierunków ich przemieszczenia. W części drugiej scharakteryzowano ruchy wody pod wpływem krążenia atmosfery i zmian gęstości wód wywołanych wlewami oceanicznymi. Wyróżnione układy ruchu wody nawiązują ściśle do zmieniającego się ciśnienia atmosfery i są od niego zależne. Natomiast modyfikacja tych ruchów następuje pod

wpływem fizyczno-chemicznych własności wód. W zakończeniu ukazano dynamiczne własności polskiej strefy przybrzeżnej w oparciu o analityczne rozważania związane z fizyczno-chemicznym różnicowaniem i ruchami wód południowego Bałtyku. Regionalny charakter części trzeciej jest próbą dedukcji dotyczącej ruchów wody i rumowiska dennego w strefie przybrzeżnej morza, o której wiedza nasza jest dotychczas bardzo ograniczona.

Pogłębienie studiów hydrologicznych, zarysowanych w pracy, przez ich cząstkową analizę na tle warunków naturalnych całego morza, może być następnym etapem poznawczym. Studium takie może zapewnić nie tylko lepsze opanowanie problematyki, lecz stworzy realne podstawy dla polskich badań oceanicznych.

Wykonanie studiów nad tym problemem było możliwe przy daleko idącej pomocy Instytutu Geografii PAN. Stosunek zrozumienia, zachęty i życzliwości wzbudza głęboką wdzięczność autora dla kierownika IG PAN, prof. dr Stanisława Leszczyckiego. Dziękuję również moim wielkim Nauczycielom, pod okiem których rodziła się i dojrzewała myśl przewodnia pracy — prof. dr Henri Lacombe z Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum d'Histoire Naturelle w Paryżu i prof. dr Wsiewołodowi Pawłowiczowi Zenkowiczowi z Instytutu Oceanologii Akademii Nauk ZSRR w Moskwie. Ponadto składam podziękowanie prof. dr Rajmundowi Galonowi za cenne uwagi redakcyjne i kierowanie moją pracą naukową, a prof. dr Kazimierzowi Łomniewskiemu za umacnianie mnie na drodze naukowych poszukiwań.

WARUNKI NATURALNE BADANEGO OBSZARU MORSKIEGO

Powstanie południowej części Bałtyku wiąże się ze schyłkiem plejstocenu. Zagłębienie zajęte przez tę część morza jest jednak starsze, niecka południowobałtycka leży w obrębie wielkiego obniżenia tektonicznego. Zapadlisko tektoniczne tworzy w tym miejscu łuk synklinalny z osią równoległą do współczesnego morza. Obszar południowobałtycki jest tektonicznie niespokojny. W niedawnej przeszłości zachodziły w tym rejonie aktywne ruchy epejrogeniczne, związane z naruszeniem izostazji przez zlodowacenia plejstoceniowe. Ruchy te nie wygasły jeszcze na obszarze Bałtyku, czego dowodem jest dźwiganie się tarczy bałtyckiej najsilniejsze w rejonie Zatoki Botnickiej.

Położenie niecki południowobałtyckiej w strefie, gdzie krystaliczna tarcza bałtycka schodzi głęboko w podłoże, pokryta osadami mezozoicznymi o słabszej odporności na zniszczenie, od dawna decydowało o przebiegu procesów egzogenicznych. W pliocenie przez obszar niecki płynęły na południe do wielkiego jeziorzyska w Polsce środkowej wody ze Skan-

dynawii i erozja pozostawiła ślady nie tylko na obszarze synklinorium zajętego przez współczesne morze, lecz dotknęła również Niż Europejski. Spowodowane plioceną erozją obniżenie powierzchni w osiach równoległych do współczesnego morza, obok predyspozycji tektonicznej, tłumaczy przyczyny plejstocenijskiego nasuwania się lądolodu na południe właśnie po tej drodze.

Dalszą konsekwencją tektoniczno-erozyjnych predyspozycji podłoża, poza najwcześniejszym zajęciem tych obszarów przez lądolód, musiały być również jego największe miąższości w obniżeniach i najpóźniejsza regresja pod koniec plejstocenu. Potwierdzenie tej hipotezy można znaleźć w kształcie Bałtyku, szczególnie zaś południowej linii jego brzegu, oraz w stratygraficznych badaniach osadów dennych i strefy przybrzeżnej. Materiał skalny na dnie morza reprezentowany jest głównie przez osady czwartorzędowe, z których najstarsze związane są ze zlodowaceniem bałtyckim [10]. Niżej znajduje się podłoże kredowe, bez pokryw trzeciorzędowych, które zaczynają się pojawiać dopiero na polskim wybrzeżu podbudowane starszymi seriami plejstocenijskimi leżącymi na kredowych osadach senońskich. Pokrywy senońskie tracą swą miąższość w kierunku morza i na jego dnie zanikają, zastąpione osadami cenomanu. Taka sytuacja stratygraficzna plejstocenijskiego podłoża świadczy wymownie o silniejszej egzaracji lodowcowej na dnie morza i o jej związku z tektonicznie osłabioną, w pliocenie erozyjnie zniszczoną, powierzchnią głębszego podłoża.

Dno niecki o charakterystycznej rzeźbie glacialnej z chwilą ustępowania zlodowaceń było jeszcze przekształcane przez wody płynące od czoła lądolodu cofającego się ku północy. Płynące wody złagodziły charakter rzeźby, która swoje ostateczne piętno otrzymała w czasie późniejszych holocenijskich transgresji oceanicznych. Ślady tych przekształceń odnajdujemy w przybrzeżnych piaskach i żwirach wodnolodowcowych, przewartwionych seriami morskimi i podbudowanych residuum pomorenowym leżącym na podłożu kredowym [6]. Silne przemycie brzegowych osadów plejstocenijskich dowodzi, że każdorazowe nasunięcie się lądolodu na obszar niżu połączone było z silną egzaracją lodowcową, która sięgała aż do podłoża kredowego.

W okresach międzylodowcowych obszar południowobałtycki był zalewany przez wody oceaniczne wskutek eustatycznego wahanía poziomu oceanu [28]. Ze względu na stałe niszczenie podłoża przez kolejno następujące zlodowacenia najwięcej śladów zalewu plejstocenijskiego zachowało się z interglacjału eemskiego. Końcowy etap glacialnego rozwoju tej części morza przypada na przełom starszego dryasu i Allerödu. Wyznaczają go osady mułkowato-ilaste z licznymi domieszkami fauny zimnolubnej typu *Yoldia arctica*. Odnajdywane w strefie krawędziowej niecki, złożone naj-

częściej na wtórnym złożu, osady z fauną joldiową, rozwarstwiają gliny najmłodsze, są one często spotykane na współczesnych wybrzeżach południowobałtyckich i dowodzą, że to stadium rozwojowe nie było jeszcze fazą rozwoju współczesnego Bałtyku. Stadium to zostało przerwane okresem chłodu, który doprowadził po raz ostatni do egzaracji dna niecki przez utworzony wówczas lądolód. Nie osiągnęła ona już głębokiego podłoża, czego dowody w postaci osadów joldiowych *in situ* odnajdujemy w analizach głębokich wierceń z rejonu Półwyspu Helskiego [10].

Właściwy rozwój współczesnego morza następuje jednocześnie z wycofaniem się lądolodu na obszar Skandynawii i zalaniem niecki przez wody oceaniczne w holocenie, w okresie preborealnym. Początek regresji lądolodu został zaznaczony gromadzeniem wód w niecce i różnymi procesami wytapiania resztek brył martwego lodu. Śladem różnej deglacjacji są głębsze partie morza (poniżej 40 m), charakteryzujące się połogim dnem ograniczonym stromymi krawędziami, a pokrytym utworami mułkowato-ilaistymi, natomiast partie o głębokości mniejszej niż 40 m mają z reguły dno o znaczniejszych deniwelacjach, wysłane utworami żwirowo-piaszczystymi. Różnica w ukształtowaniu dna i w seriach sedymentacyjnych nie jest związana jedynie ze współczesną hydrodynamiczną selekcją materiału, lecz powstawała już w chwili cofania się lądolodu. Eustatyczne wahania poziomu oceanu wskazują, że o ile do głębokości około -40 do -50 m deglacjacja mogła jeszcze następować subaeralnie, to niżej następowała subakwalnie i te procesy doprowadziły do wstępnej segregacji osadów, wpływając zasadniczo na rzeźbę dna. Tak przygotowane podłożo stanowiło dno preborealnego morza joldiowego, a jego śladem jest podwodny klif na dnie niecki, położony na głębokości od -50 m w górnej krawędzi do -70 m, tzn. do poziomu, gdzie znajduje się jego podstawa [6]. Pokrycie wodą rzeźby glacialnej doprowadziło do dalszych jeszcze przekształceń dna niecki, nie zdołało jednak w zupełności zatrzeć morfologicznego piętna pozostawionego przez zlodowacenia.

Największe przekształcenia w partiach niecki z subaeralnymi cechami rzeźby nastąpiły w dwóch kolejnych fazach transgresji atlantyckiej. Poziom morza podnosi się w tym czasie sukcesywnie, by w końcowej fazie morza litorynowego (ok. -3500 lat) osiągnąć maksimum na około $+6$ m. Pod wpływem hydrodynamicznych warunków tego morza zmienia się rzeźba strefy przybrzeżnej, morze zalewa odcinki ujściowe pradolin, a znaczne partie strefy krawędziowej niecki ulegają abrazji, tworząc w zarysie kształt współczesnej niecki południowobałtyckiej. Po kulminacji transgresji atlantyckiej poziom morza opada regresyjnie do współczesnego poziomu, wykazując wyraźne pulsacje pod wpływem wahań klimatycznych [10].

Zasadniczym śladem glacialnej przeszłości niecki południowobałtyckiej są równoleżnikowo usytuowane baseny i rynny. Stanowią one główny

szlak przemieszczeń wód oceanicznych do Bałtyku, który funkcjonował od schyłku plejstocenu, pozostając pod wpływem zmieniającej się głębokości i szerokości cieśnin duńskich. Zmiany profilu cieśnin związane były podobnie jak całej niecki południowobałtyckiej z izostatycznymi ruchami tarczy skandynawskiej. Współcześnie można przyjąć, iż dopływ wód oceanicznych do Bałtyku nie ulega zmianom pod wpływem czynników orograficznych, a zasadniczym elementem regulującym dopływ wód oceanicznych jest cyrkulacja atmosfery. Efemeryczność różnych systemów cyrkulacji powoduje nieregularne wlewy; pod ich działaniem pozostaje dopływ wód oceanicznych do poszczególnych basenów południowobałtyckich. Jednokierunkowe dopływy wód bardziej słonych, które jeszcze u wylotu cieśnin mają 17—25‰ zasolenia, są przyczyną takiej sytuacji, że w miarę ich przepływu ku wschodowi tracą one zawartość soli i na dnie Zatoki Gdańskiej mają już tylko 12 do 14‰. Podobnie zmienia się ich temperatura, która również obniża się w wodzie ku wschodowi. Zawsze jednak wody świeżego wlewu mają wyższą temperaturę od tych, które dłużej leżą w strefie przydennej. Straty temperatury i zasolenia wód przydennych, wywołane ich przemieszczaniem ku wschodowi, pozostają pod wpływem czynników klimatycznych. Akweny zachodnie mają wyraźniej zaznaczony oceanizm, gdy tymczasem w Zatoce Gdańskiej następuje wyraźne ścieranie się czynnika oceanicznego z kontynentalnym.

Wody napływające do Bałtyku z cieśnin duńskich nie są *sensu stricto* wodami oceanicznymi, lecz stanowią ich mieszaninę, typową dla strefy przejściowej między morzem i oceanem, jaką tworzy Kattegat [24, 58, 80, 81]. Według W. Brogusa [17] napływ wód oceanicznych do Bałtyku równa się połowie całkowitej wartości wymiany w cieśninach i wynosi około 472 km³ w roku. Pozostałą wartość wymiany dają wody powierzchniowe odpływające z Bałtyku do oceanu. Wielkość parowania i opadów nad obszarem południowobałtyckim jest w przybliżeniu równoważna, można więc przyjąć, że cechy fizyczno-chemiczne wód są kształtowane wlewami wód oceanicznych i dopływem wód rzecznych.

W odróżnieniu od wód przydennych bałtycka woda powierzchniowa ma stosunkowo niskie zasolenie, które waha się w granicach 6 do 8‰ oraz ulega znacznym wahaniom temperatury. Roczne wahania temperatury wód powierzchniowych sięgają do 20°C, gdy wody przydenne zmieniają swą temperaturę płynąc na wschód w granicach 10°C.

Wpływy oceaniczne na fizyczno-chemiczne stosunki wód południowobałtyckich są wyraźne w ciągu całego roku, lecz dominują w zimnej porze roku. Ich wykładnikiem jest zawsze aktywność cyklonalnej cyrkulacji atmosfery. Antycyklonalne układy krążenia zwiększają działanie kontynentalnych czynników klimatotwórczych.

Różnice, jakie dzielą stosunki hydrologiczne Bałtyku od warunków

panujących w cieśninach duńskich wymagających oddzielnych badań, spowodowały wykluczenie obszaru cieśnin z badań analitycznych podjętych w niniejszej pracy. Problem wymiany wód w cieśninach wiąże się luźno z zagadnieniami określonymi tematem tej pracy, dlatego granicą zachodnią opracowania jest strefa przebiegająca między Heiligenhaffen w NRF, przez wyspę Fehmarn, Laaland, Falster, Møen do Falsterbo w Szwecji. Na wschodzie opracowanie kończy się na zewnętrznej granicy Zatoki Gdańskiej i za granicę można tu przyjąć linię łączącą Przylądek Taran z Przylądkiem Torhamnsudde w Szwecji. Obszar niecki południowo-bałtyckiej otoczony lądem ma swe przedłużenie w części centralnej Bałtyku, a z oceanem łączy go płytkie i wąskie cieśniny o ograniczonym przepływie wód. Najogólniejszy podział południowego Bałtyku na regiony naturalne, potrzebny dla wprowadzenia w zagadnienia poruszone w niniejszej pracy, jest następujący.

Próg cieśnin duńskich. We wschodniej części progu głębokości wynoszą 10—12 m, w Zatoce Meklemburskiej osiągają już do 25 m. Próg przecina równoleżnikowa Rynna Kadet do 18 m głębokości. Droga, którą płyną wody od cieśnin do Bałtyku, mieści się w trójkącie, jaki tworzą wyspy Fehmarn, Laaland, Langeland. Przy silnych wlewach oceanicznych wody denne płyną całą powierzchnią progu, a w normalnych warunkach spływają do Basenu Arkońskiego Rynną Kadet. Cieśnina Wielki Bełt, o głębokościach do 30 m, jest główną arterią doprowadzającą wody oceaniczne do Bałtyku. Peryferyczne Sund i Mały Bełt, o głębokościach do 7 m, tylko przy intensywniejszej wymianie spełniają tę rolę; zajęte są zwykle przez wody bałtyckie, przy tym Sund jest zasadniczą drogą, jaką wody bałtyckie wypływają w kierunku Kattegatu. Woda oceaniczna, jaka napływa do Zatoki Meklemburskiej, w normalnych warunkach oddziela się wyraźnie od powierzchniowych wód bałtyckich. Przy silniejszych wlewach wody oceaniczne spychają wody bałtyckie na obszar Basenu Arkońskiego i podział między nimi z poziomego zmienia się w pionowy [51, 52], tworząc front hydrograficzny.

Basen Arkoński. Jest on najdalej na zachód położonym głębszym akwenem bałtyckim o głębokościach dochodzących do 53 m. Granicę właściwego basenu wyznacza izobata 40 m. Akwen jest zbiornikiem przejściowym dla wszystkich wód typu oceanicznego, jakie wpływają do Bałtyku. Mniejsza głębokość basenu od sąsiadującej z nim od wschodu Rynny Bornholmskiej powoduje szybki spływ wód oceanicznych na wschód, a dłuższe przerwy między wlewami doprowadzają do znacznych spadków zasolenia wód przy dnie tego akwenu. Powierzchnię tego basenu pokrywa bałtycka woda powierzchniowa, kierowana silniejszym działaniem sił grawitacyjnych wzdłuż wybrzeży południowych Szwecji w kierunku cieśnin duńskich.

R y n n a B o r n h o l m s k a. Łączy ona Basen Arkoński z Bornholmskim, usytuowana jest na północo-zachód od Bornholmu. Płytką Zatoka Pomorska (30 m) nie daje możliwości przyływu wodom oceanicznym, które w całości są kierowane do basenów tą pseudocieśniną o maksymalnych głębokościach 72 m. Dno w rynn timer jest nachylone z zachodu na wschód, ułatwiając grawitacyjny spływ wód przydennych w kierunku Basenu Bornholmskiego. Wody w rynn timer są wyraźnie podzielone, lecz w wyjątkowych przypadkach, wskutek całkowitego spływu wód oceanicznych do wschodnich akwenów, rynn timer może być wypełniona jedynie wodą bałtycką o lekko podwyższonym zasoleniu przy dnie.

B a s e n B o r n h o l m s k i. Tą nazwą objęto najznaczniejszą część niecki południobałtyckiej o głębokościach maksymalnych do 105 m. Basen ograniczony jest od zachodu wyspą Bornholm, od północy i południa zwartym wybrzeżem, utrzymując łączność wód strefy przydennej z Głębią Gdańską i Centralną dzięki ich przepływowi przez Rynn timer Słupską. Ze względu na swój obszar i pojemność jest regulatorem własności fizyczno-chemicznych wód południobałtyckich. Pod wpływem hydrodynamicznych własności wód Basenu Bornholmskiego znajduje się największa część polskiego wybrzeża. Stratyfikacja wód w tym basenie jest zawsze wyraźna, zaakcentowana rozdziałem wód bałtyckich od wód wlewu silnym gradientem zasolenia.

R y n n a S ł u p s k a — tworzy równoleżnikowy przepływ dla wszystkich rodzajów wód bałtyckich. Jej głębokość maksymalna wynosi 92 m. Mniejsze głębokości w rynn timer od tych, jakie wykazywał akwen zachodni, powstrzymują w części przepływ wschodni wód przydennych. Wody w tej rynn timer są zawsze wyraźnie podzielone na bałtyckie i typu oceanicznego.

G ł ę b i a G d a ń s k a — jest akwenem o najznaczniejszych głębokościach w tej części morza, osiągając maksymalnie 117 m. Na stosunkach hydrologicznych głębi odbija się wyraźniej sąsiedztwo lądu; znajduje to wyraz w nieregularnych ruchach wody i większych wahanich jej temperatury. Sąsiedztwo największej rzeki uchodzącej do Zatoki Gdańskiej nie wywiera wpływu na zasadnicze podziały strukturalne mas wodnych; dzielą się one podobnie jak w innych akwenach bałtyckich. Wody wiślane, przed ich całkowitym wymieszaniem z powierzchniowymi wodami bałtyckimi, leżą początkowo na powierzchni morza, odprowadzane przez aktualnie działającą cyrkulację atmosfery. Istnieje wyraźna relacja czasowa między datą wlewu, przemieszczaniem się wód oceanicznych na dnie, zmianą ich cech fizyczno-chemicznych i osiągnięciem przez nie dna głębi [13, 15].

S t r e f a p r z y b r z e ż n a. Tym terminem objęto całą partię wód przybrzeżnych i dna morza do głębokości około 40 m. Połączenie peryferycznych części morza w jedną całość pojęciową zostało podyktowane ich

wspólną cechą hydrologiczną. Cechą charakterystyczną tych wód jest najmniejsze zasolenie i największe wahania temperatury oraz ruchy powodowane wyłącznie wpływami atmosfery. W tej strefie brak jest stratyfikacji wód; jedynie w okresach intensywnych wlewów pojawia się w Basenie Arkońskim woda typu oceanicznego na głębokościach mniejszych od 40 m, aby po ustaniu wlewów wrócić do właściwej normy podziałów wód. Cechą tej strefy są ponadto silne hydrodynamiczne wpływy wód na dno i brzeg morski.

CHARAKTERYSTYKA STANU BADAŃ

Omówienie stanu badań hydrologicznych południowego Bałtyku obejmuje jedynie te pozycje bibliograficzne, które decydowały lub wpływały na właściwy układ programu badań i obserwacji oraz na wykorzystanie metod. Niezbędne było jeszcze nakreślenie krótkiego zarysu badań oceanograficznych w celu ukazania niektórych nowych metod zastosowanych w pracy. Przegląd badań ma tym większe znaczenie, że próby wydzielenia charakterystycznych mas wód bałtyckich dokonuje się po raz pierwszy, a charakterystyka ruchów wody została opracowana przy zastosowaniu szeregu metod nie stosowanych dotychczas w badaniach Bałtyku. Krótki chronologiczny przegląd badań Bałtyku nie uwzględnia szczegółów charakterystycznych dla poszczególnych prac, ponieważ te w znikomym stopniu wiązały się z problematyką poruszoną w niniejszej rozprawie. Monograficzne opracowania i inne badania Bałtyku zostały ponadto omówione szerzej w oddzielnej literaturze [10, 24, 25, 51, 52].

Intensywniejsze badania naukowe nad obszarem południowobałtyckim rozwinęły się w drugiej połowie XIX wieku, ale jeszcze do drugiej wojny światowej nie miały ciągłego charakteru, lecz były prowadzone sporadycznie. Stan ten ulega wyraźnej poprawie wskutek porozumienia państw nadbałtyckich w latach międzywojennych [24, 59, 61, 63], a jego następstwem jest organizacja badań międzynarodowych i zwoływanie specjalnych konferencji poświęconych Bałtykowi. Hydrologiczne konferencje bałtyckie zbierały się w odstępach około 5-letnich, gromadziły licznych badaczy państw nadbałtyckich, stanowiąc doskonałą platformę porozumienia dla przyszłych badań zespołowych. Pod ich wpływem rozpoczęto systematyczne badania wiatrów, prądów morskich i zjawisk związanych z przemieszczaniem rumowiska dennego. W tym czasie badania wkroczyły na obszary interesujące wszystkich partnerów porozumienia, a w szczególności w rejon Wysp Alandzkich, Bałtyku centralnego i cieśnin duńskich. Prace te w krótkim czasie dały lepsze rozpoznanie efektywnego okresu żeglugi na Bałtyku, dokładniejszą znajomość systemu prądów na głównych szlakach komunikacyjnych, łączących zatoki Botnicką i Fińską z cieś-

ninami duńskimi i Kanałem Kilońskim. W tym czasie w miejscach ustalonych zakotwiczone również szereg statków-laterniowców, rozpoczynając systematyczne obserwacje w interesujących akwenach.

Wiele badań rozpoczętych w różnych okresach czasu znalazło później pełniejsze rozwinięcie w badaniach oceanicznych. Przykładem charakterystycznym jest fakt, iż sprecyzowane przez V. E. Ekmana [26] poglądy na temat struktury prądów wiatrowych, opublikowane w 1905 r., były rezultatem badań zaczętych na Bałtyku. Dalszymi przykładami są hydrodynamiczne badania wód bałtyckich, jakie dokonywane były przez E. Palmena [61], I. Hela [31] i E. Lisitzin [47, 48]. W oparciu o początkowe doświadczenia bałtyckie J. P. Jacobsen [33] opracowuje podstawy fizyczne określające mieszanie się wód morskich, dopiero w ostatnich latach zmodyfikowane przez W. B. Sztokmana [76]. Na tej samej drodze zbierał doświadczenia inny wielki oceanograf H. U. Sverdrup [75], dając w ostatnich latach wielką syntezę fizyczno-chemiczną wód oceanicznych. Doświadczenia w tym zakresie były stale rozwijane, czego dowodem są prace W. Helland-Hansena [30] i T. Leavastu [45], w których podaje się teoretyczne podstawy analizy mas wodnych i określa bilans cieplny oceanicznych wód powierzchniowych. Ścisłe wyniki określające ruchy wód przybrzeżnych oparte o analizy wiatrów bałtyckich przedstawia w 1936 r. J. Munch-Petersen [60]. Metoda ta znalazła wielu zwolenników; jest stosowana we współczesnych badaniach geomorfologii litoralnej [88].

Ostatnie dwudziestolecie cechuje dalsza organizacja nowych punktów obserwacyjnych na morzu oraz aktywniejszy rozwój badań. W tym czasie ukazuje się szereg rozpraw syntetycznych. W oparciu o wcześniejsze badania O. Pettersona [63] już w 1941 r. O. Meissner [59] próbuje na drodze analitycznej wykazać związek między zjawiskami hydrologicznymi a typem cyrkulacji atmosfery. Ten sam czynnik hydrodynamiczny eksponują H. Wattenberg [79] i H. Weidemann [80], charakteryzując wymianę wód w cieśninach duńskich. G. Dietrich [24] dokonuje regionalizacji akwenów południowobałtyckich na tle warunków hydrograficznych Morza Północnego i Bałtyku. Hydrograficzną charakterystykę głębi bałtyckich przedstawia S. Fonselius [27] podkreślając te czynniki, które wpływają na życie biologiczne w morzu. Ukazują się obszerne monografie hydrograficzne J. Soskina [72] i N. N. Łazarrenki [50], w których procesy hydrologiczne są rozpatrywane na tle wieloletnich zmian klimatycznych.

W Polsce w zakresie organizacji badań morskich podwaliny oceanograficzne kładzie K. Demel [25], dokonując szeregu obserwacji związanych z systemem prądów morskich i siedliskami fauny oraz flory bał-

tyckiej. Autor ten, niezależnie od stałej popularyzacji wiedzy o morzu, przygotował jeszcze liczne grono biologów-oceanografów.

Stosunki zlodzenia wód bałtyckich, w okresie międzywojennym opracowane przez M. Czekąńską [7], doczekały się pełniejszej analizy uwzględniającej polskie wody przybrzeżne. Autorka ta dokonuje ponadto szeregu analiz warunków pogodowych, jakie mogą decydować o zagrożeniu powodziowym na polskim wybrzeżu [22]. Hydrograficzne syntezы dotyczące akwenów południowobałtyckich, z licznymi wskazówkami metodycznymi i organizacyjnymi, kreśli w szeregu rozpraw K. Łomniowski [51, 52] w oparciu o pierwsze, zorganizowane przez siebie polskie wyprawy ekspedycyjne. Dzięki powołaniu do życia specjalnego instytutu naukowego (MIR) znacznie aktywniejszy jest rozwój w Polsce biologicznych nauk morskich. Zespół pracowników Morskiego Instytutu Rybackiego w Gdyni publikuje rezultaty swoich badań w specjalnych periodykach o wysokim i uznanym poziomie.

Specjalne znaczenie hydrologiczne mają prace W. Mańkowskiego [58] dotyczące mechaniki wlewu i wpływu wlewów oceanicznych na życie organiczne w morzu. Jednocześnie ukazuje się szereg wartościowych przyczynków polskich związanych z dokładniejszym poznaniem reżimu hydrologicznego południowej części morza. Obserwując zmiany ciśnienia atmosferycznego i poziomu morza, K. Lisowski [46] wykazuje ich związek i próbuje go badać w naturze i w laboratorium. Rolę wiatrów związanych ze specjalnym układem ciśnienia atmosferycznego i ich wpływem na wysokie stany wody na polskim wybrzeżu podkreśla A. Majewski [54].

Analizy pogody dokonane przez S. Kluźniak [43] inspirują, że zasadniczym procesem wpływającym na wlewy wód oceanicznych przez cieśniny duńskie jest kierunek przemieszczania centrów depresji. Warunki pogody wpływające na zmianę stosunków hydrologicznych w Zalewie Wiślanym opisuje W. Jankowska [34]. Charakterystyki hydrologiczne wód Zatoki Gdańskiej, na podstawie kilkuletnich obserwacji w stałych punktach, przedstawia A. Głowińska [29], wykazując pewną periodyczność zmian zasolenia zależną od wlewów.

Monograficzne opracowanie warunków hydrobiologicznych Zatoki Pomorskiej przedstawiają J. i K. Wiktoria [81], podkreślając wpływ płytkiej zatoki na reżim temperatury i zasolenia wód. Zagadnieniem konwekcyjnego mieszania się wód pod wpływem zmieniającego się zasolenia i temperatury w Zatoce Gdańskiej interesuje się W. Piątek [62], przedstawiając mechanikę tego procesu. Z. Kowalik [40] próbuje wykazać związek zmian hydrologicznych, jakie zachodzą w morzu, z działaniem fali wewnętrznej, podkreślając oscylacyjny charakter tych zmian o stałym okresie.

Nieregularne prądy bałtyckie należą do procesów najbardziej złożonych; badając je J. Karwowski [38] doszedł do przekonania wykluczającego ich istnienie. Można nie zgadzać się z autorem, lecz trudno nie docenić ogromnego wysiłku włożonego w rozwiązanie zagadnienia liniowego ruchu wody i badań nad związkami tego ruchu z falowaniem.

Aktywnie rozwinęły się również badania geomorfologiczne i hydrotechniczne związane z ochroną morskich wybrzeży. Ogólne kierunki rozwoju geomorfologii litoralnej nakreślone przez R. Galona [28] podkreślają konieczność powiązania studiów litoralnych z glacialną genezą morza. Tego samego zdania jest W. P. Zenkowicz [87] po opublikowaniu rezultatów związanych z charakterystyką dynamiczną polskiego wybrzeża; wypukła on jednocześnie znaczenie kompleksowej analizy fizyczno-geograficznej w badaniu zjawisk. W oparciu o te przesłanki autor rozprawy przedstawił wnioski dotyczące geomorfologicznego rozwoju Zatoki Gdańskiej w holocenie [6, 8, 10, 11, 12, 14], wykazując genetyczny związek procesu z fazami rozwijającego się morza. Studia nad przemieszczaniem rumowiska dennego w polskiej strefie przybrzeżnej prowadzi P. Słomianko [73], wykorzystując w tym celu szereg nowoczesnych metod. S. Hückel [32] podaje bilans rumowiska określony działaniem elementów hydrometeorologicznych, a T. Kowalski [41] przeprowadza szereg eksperymentów w celu opracowania właściwej metody ochrony polskiego brzegu przed abrazją.

Nie sposób wymienić tu wszystkich prac, jakie zostały przeprowadzone w ostatnim okresie na obszarze południowobałtyckim. Charakterystyka obejmuje jedynie te spośród nich, które wykazały najbliższy związek z opracowywanym problemem. Dodatkowej wzmianki wymagają prace wykonane poza obszarem bałtyckim o podstawowym znaczeniu dla problemów poruszonych w tej rozprawie ze względu na metody, które tylko w niewielkim stopniu respektowane były w dotychczasowych badaniach bałtyckich.

Ścisłejsze sprecyzowanie związków dynamicznych, jakie występują między ruchami atmosfery i wody, dokonane zostało przez J. Bjerknesa i C. G. Rossby [68, 69]. Badania te w ostatnich latach uzupełnili W. S. von Arx [1] w oparciu o ściślejsze pomiary ruchów powietrza i wody na obszarze oceanicznym i H. Stommel [74], który analizując związki tych ruchów opracował podstawy ruchu Prądu Zatokowego. Dalszym krokiem w badaniach nad relatywnym związkiem ruchów atmosfery i wody było udowodnienie fazowych zmian hydrologicznych w oceanie, opartych o dwa przeciwstawne systemy cyrkulacji atmosfery, dokonane przez W. H. Munka [56, 57]. Jednocześnie H. Mandelbaum [55] w oparciu o bezpośrednie obserwacje oceaniczne ujawnia funkcyjny związek między prędkością wiatru i prądu powierzchniowego.

Równolegle prowadzone badania empiryczno-teoretyczne stanowią, przy założeniu jedności działania praw fizycznych, zasadniczą podstawę metodyczną, na której oparto dowody naukowe wymienionych prac. Uzupełnieniem podstaw teoretycznych jest rozprawa M. Zoré-Armanda [85] dotycząca mas wodnych Adriatyku i opracowanie stosunków hydrologicznych zachodniej części Morza Śródziemnego, dokonane przez H. Lacombe i C. Richez [44], oraz szereg specjalistycznych prac radzieckich [19, 21, 35, 42, 78, 84, 89, 90].

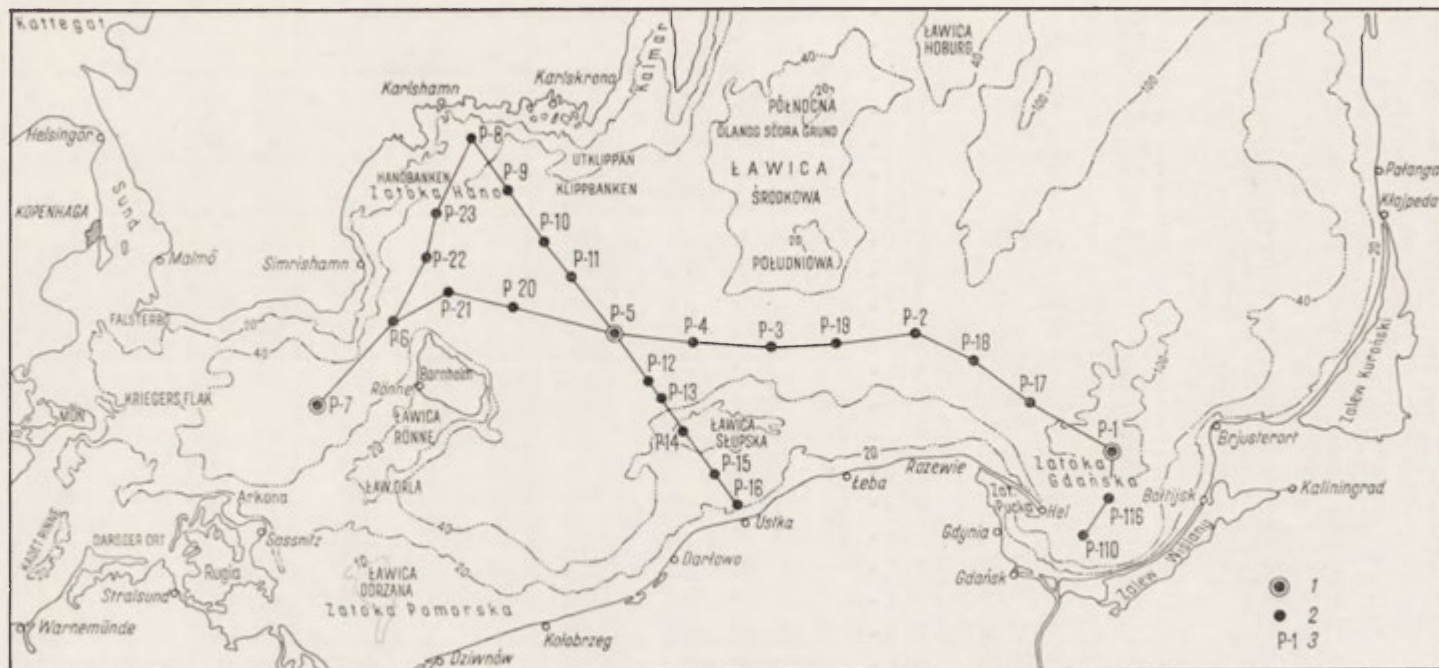
Wykorzystanie metod badań opracowanych dla otwartych części mórz i oceanów, w płytkich akwenach morza wewnętrznego, jakim jest południowa część Bałtyku, jest zagadnieniem złożonym. Można stosować adaptacje tego rodzaju z dużą ostrożnością przy stałej kontroli empirycznej rezultatów. Wskazują na tę trudność wyniki zawarte w pracach J. W. Johnsona [37], W. W. Longinowa [49] i I. E. Szadrina [2, 77]. Podstawowym elementem kontroli pozostaje zawsze kompleksowa analiza wielu zjawisk hydrometeorologicznych, ich teoretyczne uogólnienie oraz doświadczenia laboratoryjne.

MATERIAŁ OBSERWACYJNY I METODY OPRACOWANIA

Studia hydrologiczne nad obszarem południowobałtyckim oparto o obserwacje hydrometeorologiczne, dokonywane przez sieć stacji nadbrzeżnych i oceanograficzne ekspedycje badawcze. Materiały wypraw badawczych zostały ograniczone jedynie do czterolecia 1959—1962 i pochodzą z rejsów hydrograficznych statków Bałtyk, Kompas i Delta. Ograniczenie materiałów ekspedycyjnych zostało spowodowane niekompletną serią obserwacji wykonanych przed 1959 r., a kompletny materiał ekspedycyjny, zebrany po 1962 r., nie został w pełni opracowany do wykorzystania w chwili przygotowywania rozprawy. Obserwacje hydrometeorologiczne stacji nadbrzeżnych dotyczą lat 1950—1965 [53] i jedynie w przypadkach szczególnych sięgano do materiałów dodatkowych. Wykorzystane serie materiałów obserwacyjnych są dostatecznie długie, aby na ich podstawie dokonać analizy stosunków hydrologicznych, które wpływają na fizyczno-chemiczne różnicowanie się wód południowobałtyckich, i przedstawić krótką charakterystykę ich ruchów.

Materiał obserwacyjny był zbierany przez liczny zespół pracowników naukowych i technicznych Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego w Gdyni, Stacji Morskiej w Sopocie i Biura Hydrograficznego Marynarki Wojennej PRL w Gdyni*, przy osobistym współdziałaniu autora rozprawy. Część materiałów ekspedycyjnych opublikowano dru-

* Tą drogą serdecznie dziękuję wszystkim, którzy okazali mi pomoc i służyli dobrą radą przy wyborze i udostępnianiu materiałów obserwacyjnych.



Ryc. 1. Stacje obserwacyjne w rejonie południowego Bałtyku

1 — stacje badań dobowych, 2 — punkty pomiarowe, 3 — symbole i numery punktów pomiarowych

kiem [64, 83] w formie tabelarycznych zestawień, które tylko w niewielkim stopniu były wykorzystane w pracach podstawowych.

Zasadnicze studia nad problemem poprzedziła praca naukowa w Laboratoire d'Océanographie Physique w Paryżu i w Instytucie Oceanologii Akademii Nauk ZSRR w Moskwie z możliwością stałych konsultacji z zespołem naukowym Państwowego Instytutu Oceanograficznego (GOIN) w Moskwie i Leningradzie. W tym samym czasie autor brał również udział w szeregu wypraw oceanograficznych, skierowanych w zachodni rejon Morza Śródziemnego (1963), na wody przybrzeżne Atlantyku (1963), wschodnią część Morza Czarnego (1966) oraz w badaniach hydrologicznych na obszarze południowobałtyckim (1958—1964). Materiał podstawowy czteroletnich wypraw badawczych w rejon południowobałtycki (1959—1962) został zebrany w punktach pomiarowych przedstawionych na rycinie 1 i zestawionych w tabeli 1.

Tabela 1

Wykaz stacji obserwacyjnych

Stacje obserwacyjne	Pozycja geograficzna punktu pomiarowego				Głębokość w m
	Szerokość		Długość		
	Stopnie	Minuty	Stopnie	Minuty	
P-1	54	50	19	20	115
P-17	55	01,5	18	47	95
P-18	55	11,5	18	24	80
P-2	55	17,5	18	00	78
P-19	55	15	17	30	89
P-3	55	14	17	0,3	75
P-4	55	16	16	32	60
P-5	55	18	15	58,5	90
P-20	55	24	15	21,5	91
P-21	55	28	14	55	76
P-6	55	21	14	32	60
P-7	55	02	14	01,5	48
P-22	55	36	14	46	78
P-23	55	46	14	50	50
P-8	55	01,5	15	03,5	33
P-9	55	50	15	18	50
P-10	55	38,5	15	32,5	70
P-11	55	30,5	15	43	86
P-12	55	06,7	16	18	86
P-13	55	02,7	16	13	70
P-14	54	55,5	16	27	11
P-15	54	45,5	16	39	35
P-16	54	38	16	48	20
P-110	54	30	19	06,8	72
P-116	54	39,1	19	17,6	92

Obserwacje ekspedycyjne wykonywano cztery razy w roku w następujących terminach:

Statek	1959	1960	1961	1962
OH Bałtyk	3—7 II 12—15 V 23—26 XI 30 XI—3 XII	17—22 II 26—29 II 1—5 VI 7—10 VI 8—13 VIII 24—29 X	13—18 II 7—10 VIII 18—19 VIII 24—29 X	26—29 III 10—13 V 1—6 VIII 22—27 X
OH Kompas	17—16 V 10—14 VIII 18—21 VIII			
Kuter Delta		1—6 VIII 8—9 XI 15—18 XI		

W wypadkach oddzielnych badań wykraczających poza obszar południowobałtycki lub dla wykonania porównań korzystano również z materiałów obserwacyjnych zebranych przez fiński statek oceanograficzny Aranda w latach 1958—1962 i notowań latarniowca Storbotten zakotwiczzonego w centralnej części Bałtyku [45, 47].

Wartościowym materiałem były ponadto opracowania podstawowe [24, 72, 80], dotyczące analizy mechaniki i okresów wlewów wód oceanicznych przez cieśniny duńskie, oparte o notowania latarniowców zakotwiczonych w rejonie cieśnin.

Dla porównań związków przyczynowych synchronicznych w czasie, jakie powodowały określone zmiany hydrologiczne, korzystano z notowań sieci stacji hydrometeorologicznych rozlokowanych na polskim wybrzeżu. Całość materiałów po wykonanej analizie statystycznej porównywano z analizą map synoptycznych, aby na tej podstawie ujawnić zależności, jakie cechują oddzielne typy cyrkulacji wód i atmosfery. Kompletnie obserwacje wykonane na morzu otwartym z jednoczesnymi obserwacjami na wybrzeżach stanowiły bogaty materiał analityczny, pozwalający na wykrycie prawidłowości w ruchach wody. Na ich podstawie wyznaczono fazowe zmiany parametrów hydrologicznych stosownie do układów ciśnienia atmosfery, opracowując jednocześnie modele prognostyczne. Zestawienie zmieniających się regularnie parametrów zamieszczono w odrębnej tabeli.

Zaniechano przedruków zestawień statystycznych, zamiast nich kon-

struując szereg syntetycznych tabel, diagramów i rycin. Omówienie tych dokumentów opatrzone niezbędnymi odnośnikami w tekście, aby zainteresowany badacz mógł dotrzeć do obserwacji podstawowych.

Masy wodne wydzielono na podstawie diagramów temperatury i zasolenia (*TS*). W przypadku wód bałtyckich diagram *TS* jako metoda badawcza i analityczna odróżnia się korzystnie od innych stosowanych metod przy wydzieleniu mas wodnych, ze względu na decydującą rolę zasolenia w różnicowaniu się południowobałtyckich mas wodnych. W tym zakresie nieregularne i periodyczne wahania temperatury wód, zawartość tlenu w wodzie i innych jeszcze pierwiastków chemicznych odgrywały w podziale wód rolę drugorzędą w stosunku do zmian zasolenia. Diagramy *TS* skonstruowano dla obserwacji rocznych, sezonowych i pojedynczych cykli obserwacyjnych obejmujących jeden lub całość akwenów południowobałtyckich. W oparciu o te diagramy skonstruowano jeszcze wykresy gęstości wód i na tej podstawie wykazano związki dynamiczne istniejące między poszczególnymi masami wód. W celu ujawnienia zależności dynamicznej mas wodnych i ich ruchów skonstruowano jeszcze diagram mieszania wód, oparty o podstawy metodyczne zaczerpnięte z pracy J. P. Jacobsena [33], by na tej podstawie porównać otrzymane wyniki z tendencją ruchu wód, jaka powstaje wskutek stałego procesu konwekcji w wodach [62].

Wykrycie współzależności między cyrkulacją wód a cyrkulacją atmosfery było możliwe jedynie po zastosowaniu metody badań kompleksowych. Ujawnione regularności dotyczą nie tylko związków przyczynowych, jakimi cechują się poszczególne układy krążenia atmosfery i wody, lecz również tych, jakie powodują falowe zmiany najważniejszych parametrów hydrologicznych, takich jak: poziom morza, zasolenie, temperatura i gęstość wód. Zmiany te wykazują ścisły związek z różnymi badanymi systemami cyrkulacji atmosfery. Studia nad ruchami wód oparto całkowicie o metody badań oceanograficznych wcześniej stosowanych na oceanie, a po ich sprawdzeniu i otrzymaniu zadowalających rezultatów rozszerzono je jeszcze o doświadczenie, które potwierdziło możliwość wykorzystania tych metod w warunkach bałtyckich.

Niezmiennność działania praw fizycznych, będąca podstawą tych badań, nie mogła być potwierdzona w całej rozciągłości, nie pozwoliły bowiem na to środki naukowo-techniczne pozostające w dyspozycji autora. Do najważniejszych problemów wymagających wyjaśnienia należy bezwzględnie zagadnienie orbitalnego ruchu cząsteczek wody w procesie falowania i jego zróżnicowanie zależne od układów krążenia atmosfery.

Usilnie starano się o to, by teoretyczne uogólnienia znalazły potwierdzenie w obserwacjach oraz żeby na tej podstawie dokonać potrzebnych obliczeń związanych z ruchami wody w strefie przybrzeżnej. Daleko idą-

ce regularności ruchu wody, jakie otrzymano dla otwartych zbiorników południowobałtyckich, opracowano i dostosowano oddzielnie dla strefy przybrzeżnej z uwzględnieniem lokalnych warunków, które wpływają na związek funkcyjnej zależności między ruchami wody i atmosfery. W ten sposób określono dynamiczną charakterystykę poszczególnych odcinków polskiej strefy przybrzeżnej, dając podstawy prognostycznej analizie.

Dowód naukowy, w zakresie problemów zarysowanych tytułem niniejszej pracy, przeprowadzono za pomocą szeregu metod empirycznych i teoretycznych, stosowanych w oceanografii fizycznej [1, 18, 23, 89], uzupełniając je w miarę potrzeby metodami badawczymi geomorfologii litoralnej [2, 10, 28, 37, 49, 73, 88]. Regułą przyjętą w pracy było wykorzystywanie jedynie tych metod teoretycznych, które dają się sprawdzić w naturze. Podstawowy charakter pracy wymagał jednocześnie, aby każdy otrzymany wynik dawał się porównywać z podobnymi rezultatami oceanograficznymi, opracowanymi dla innych mórz lub oceanu.

W pracy tej posługiwano się symboliką stosowaną w oceanografii dla oznaczenia niektórych stałych wartości, procesów i zależności.

Jej objaśnienia zawarto w osobnym podrozdziale zamieszczonym niżej.

SYMBOLE UMOWNE UŻYTE W PRACY

A	— masa wód przydennych pochodząca z wlewów oceanicznych
A	— masse d'eaux du fond provenant des apports océaniques
A	— масса придонных вод океанического происхождения (влившейя из океана)
C	— wektor prędkości
C	— vecteur de la vitesse
C	— вектор скорости
c	— prędkość pozioma
c	— vitesse horizontale
c	— горизонтальная скорость
$c_{\bar{s}r}$	— prędkość średnia
$c_{\bar{s}r}$	— vitesse moyenne
$c_{\bar{s}r}$	— средняя скорость
cm	— przemieszczanie wody w kierunku nieokreślonym
cm	— d'éplacement de l'eau dans la direction indéfinie
cm	— перемещение воды в неопределенном направлении
CF	— wektor działania siły odśrodkowej
CF	— vecteur d'action de la force centrifuge
CF	— вектор показывающий действие центробежной силы
D	— nieokreślona miąższość warstwy wody
D	— volume indéfinie de la couche d'eau
D	— мощность слоя воды
d	— głębokość
d	— profondeur
d	— глубина

- D_m* — głębokość termokliny
D_m — profondeur de la thermocline
D_m — глубина термоклины
E — wschód
E — l'Est
E — восток
E — równowaga dynamiczna cząsteczki wody
E — équilibre dynamique d'une particule d'eau
E — динамическое равновесие частицы воды
F — siła
F — force
F — сила
f_c — wektor działania siły Coriolisa
f_c — vecteur d'action de la force de Coriolis
f_c — вектор обозначающий действие Кориолисовой силы
G — stała grawitacji uniwersalnej = $(6670 \pm 0,0005) \cdot 10^{-8}$ dyn/cm²
G — constante de la gravitation universelle = $(6670 \pm 0,0005) \cdot 10^{-8}$ dyn/cm²
G — постоянная универсальной гравитации = $(6670 \pm 0,0005) \cdot 10^{-8}$ дын/см²
g — grawitacja lokalna. 0° = 978039 cm/sec, 90° = 983217 cm/sec
g — gravitation locale. 0° = 978039 cm/sec, 90° = 983217 cm/sec
g — локальная гравитация. 0° = 978039 см/сек, 90° = 983217 см/сек
H — wysokość fali
H — hauteur d'onde
H — высота волны
H_{1/3} — przeciętna wysokość 1/3 fal najwyższych
H_{1/3} — hauteur moyenne 1/3 des ondes les plus hautes
H_{1/3} — средняя высота 1/3 самых высоких волн
grad_{hp} — składowa pozioma gradientu ciśnienia atmosfery
grad_{hp} — composante horizontale du gradient de la pression atmosphérique
grad_{hp} — горизонтальная составная градиента атмосферного давления
h — godzina obserwacji
h — heure de mesure
h — срок измерений
K — współczynnik stały
K — coefficient constant
K — постоянный коэффициент
L — długość fali
L — longueur d'onde
L — длина волны
M — nieokreślona masa wodna
M — masse d'eau indéfinie
M — неопределенная водная масса
N — północ
N — Nord
N — север
P — masa wód powierzchniowych
P — masse d'eaux superficielles
P — масса поверхностных вод

- p — ciśnienie atmosfery
 p — pression atmosphérique
 p — давление атмосферы
 p^+ — symbol wyżu barometrycznego
 p^+ — symbole du centre d'haute pression atmosphérique
 p^+ — символ барометрического высокого давления
 p^- — symbol niżu barometrycznego
 p^- — symbole du centre de basse pression atmosphérique
 p^- — символ барометрического низкого давления
 R — promień koła, radian
 R — rayon du cercle, radian
 R — радиус округа, радиан
 S — zasolenie
 S — salinité
 S — солёность
 S — południe
 S — Sud
 S — юг
 \dot{S} — masa wód przejściowych
 \dot{S} — masse d'eaux intermédiaires
 \dot{S} — масса промежуточных вод
 T — temperatura
 T — température
 T — температура
 t — czas lub okres oscylacji
 t — temps ou période de l'oscillation
 t — время или период осциляции
 V — prędkość wiatru w m/sec
 V — vitesse du vent en m/sec
 V — скорость ветра в м/сек
 V_{α} — kierunek wiatru w przedziale kątowym od 0 do 360°
 V_{α} — direction du vent dans le secteur angulaire de 0 à 360°
 V_{α} — направление ветра в угловом секторе от 0—360°
 W — prędkość prądu morskiego w cm/sec
 W — vitesse du courant maritime en cm/sec
 W — скорость морского течения в см/сек
 W_p — prędkość prądu powierzchniowego w cm/sec
 W_p — vitesse du courant superficiel en cm/sec
 W_p — скорость поверхностного течения в см/сек
 W_d — prędkość prądu przydennego w cm/sec
 W_d — vitesse du courant du fond en cm/sec
 W_d — скорость придонного течения в см/сек
 W_{α} — kierunek prądu w przedziale kątowym od 0 do 360°
 W_{α} — direction du courant dans le secteur angulaire de 0—360°
 W_{α} — направление течения в угловом секторе от 0—360°
 α — specyficzna wartość kątowa
 α — valeur angulaire spécifique
 α — специфическая угловая величина

- Δ — różnica
 Δ — différence
 Δ — разность
 ΔD_m — zmiana położenia termokliny
 ΔD_m — déplacement de la thermocline
 ΔD_m — изменение положения термокliny
 $\Delta D_2 - D_1$ — różnica między dwiema dynamicznymi głębokościami
 $\Delta D_2 - D_1$ — différence entre deux profondeurs dynamiques
 $\Delta D_2 - D_1$ — разность двух динамических глубин
00NN — poziom morza równy zeru amsterdamskiemu
00NN — niveau de la mer égal au zéro d'Amsterdam
00NN — уровень моря равный амстердамской нулевой отметке
 σ_t — gęstość wody morskiej
 σ_t — densité de l'eau de la mer
 σ_t — плотность морской воды
 λ — falowy zasięg zmian hydrologicznych
 λ — étendue ondulatoire des changements hydrologiques
 λ — волновой ареал гидрологических изменений
 φ — szerokość geograficzna
 φ — latitude géographique
 φ — географическая широта
 τ — stress atmosfery
 τ — stress de l'atmosphère
 τ — атмосферный стресс
 \rightarrow — wynika lub dąży do ...
 \rightarrow — résulte ou vise à ...
 \rightarrow — вытекает или направляется к ...
 π — constans = 3,14159
 π — constante = 3,14159
 π — констанс = 3,14159
 Ω — prędkość kątowna obrotu Ziemi wokół swej osi
 Ω — vitesse angulaire de la rotation de la Terre autour de son axe
 Ω — угловая скорость вращения Земли вокруг ее оси
O — symbol chemiczny tlenu
O — symbole chimique de l'oxygène
O — химический символ кислорода
E \leftrightarrow W — dwukierunkowy ruch wody
E \leftrightarrow W — mouvement de l'eau à deux directions
E \leftrightarrow W — движение воды в двух направлениях

CHARAKTERYSTYKA MAS WODNYCH I PODSTAWA ICH WYDZIELENIA

Wody, jakie zawiera zbiornik południowobałtycki, nie są jednorodne, a ich cechy fizyczno-chemiczne różnicują się pod wpływem wlewów wód oceanicznych, napływów wód rzecznych, mechanicznego działania atmo-

sfery i głębokości akwenów. Zespół warunków naturalnych kształtujący reżim hydrologiczny tej części morza wpływa na pionowy podział wód w zależności od ich gęstości. Naturalną tendencją tych wód jest, by najcięższe znalazły się najgłębiej. Ze względu jednak na stały proces mieszania wód dopływających z oceanu z wodami rzecznyymi, jakie znajdują się na powierzchni, proces ten się komplikuje. Przede wszystkim proces mieszania nie odbywa się w jednym systemie pionowym od powierzchni do dna. Na przeszkodzie stoi znaczna różnica gęstości, jaka dzieli wody powierzchniowe od przydennych. Ponadto wody powierzchniowe poddane są ruchom turbulencyjnym powodowanym przez atmosferę, które nie docierają na dno głębszych akwenów, lecz powodują ich dokładniejsze i szybsze wymieszanie. Obserwujemy więc poziome oddzielenie wód powierzchniowych od przydennych warstwą wód o podwyższonym gradiencie zasolenia. Podział zależy od gęstości nieregularnie wzrastającej do dna i utrzymuje się w sposób permanentny. Zachwianie równowagi podzielonych wód mogłoby nastąpić jedynie w przypadku przerwania połączenia morza z oceanem, a to doprowadziłoby do wyrównania fizyczno-chemicznych cech wody.

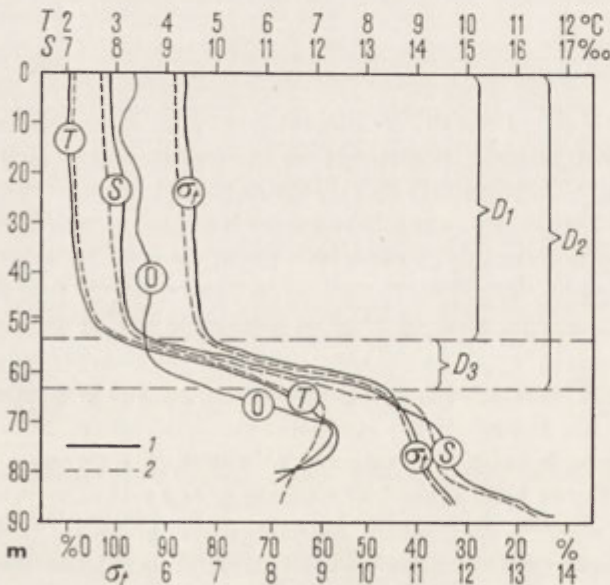
RODZAJE WÓD W ŚRODOWISKU POŁUDNIOWOBAŁTYCKIM

Wody bałtyckie odznaczają się niskim zasoleniem, ale cechują je znaczne zmiany temperatury. Te własności pozwalają na zakwalifikowanie ich do typu przybrzeżnych wód — śródlądowych [18, 23], charakteryzujących się znaczniejszą izolacją od wpływów oceanu. W wodach oceanicznych zasolenie zmienia się zaledwie w dziesiątych częściach promille, a w Bałtyku zmienia się o dziesiątki promille. Te wahania zasolenia powodują, że wody najmniej zasolone znajdują się na powierzchni, a zasolenie w tej masie nieznacznie rośnie z głębokością, nagłym skokiem wzrasta zaś w warstwie wód, jaka oddziela wody powierzchniowe od przydennych, by już w masie wód najgłębszych wolniej, ale sukcesywnie wzrastać do dna.

Nieporównanie większe od oceanicznych są również wahania temperatury wód bałtyckich. Amplituda tych wahań w wodach powierzchniowych osiąga nawet 20°C, z głębokością zmniejsza się, by osiągnąć minimum w warstwie oddzielającej wody powierzchniowe od przydennych; następnie ponownie wzrasta przy dnie do około 10°C. Temperatura wód powierzchniowych kształtuje się pod wpływem wahań temperatury powietrza, gdy tymczasem wody przydenne pobierają ciepło od tych wód, które płyną z cieśnin w chwilach wlewów. Najmniejsza amplituda i jednocześnie najniższa temperatura wód oddzielających wody powierzchniowe od przydennych jest wywołana stałą zmianą gęstości tych wód, które w procesie konwekcji wędrują od dna ku powierzchni.

Gęstość wód jest więc uwarunkowana nieregularnym rozkładem zasolenia i temperatury od powierzchni do dna i jest warunkiem podziału wód. Podział na charakterystyczne masy może być wykryty nie tylko za pomocą analiz zasolenia i temperatury; ujawnimy go badając zawartość niektórych pierwiastków i związków chemicznych w wodzie, np. krzemu, wapnia lub tlenu. Ze względu jednak na efemeryczne występowanie tych pierwiastków w wodach bałtyckich, nagłe zmiany proporcji oraz regularniejsze wahania temperatury i zasolenia wpływające na zmiany gęstości wód — badanie mas wodnych za pomocą łącznej analizy temperatury i zasolenia daje lepsze wyniki. W tym pojęciu masą wodną jest pewien rodzaj wód o określonej temperaturze i zasoleniu, które zmieniają się w stałych wartościach i dają wodzie ustabilizowaną gęstość.

Bałtyckie masy wodne leżą poziomo jedna nad drugą, na dnie znajdują się zawsze wody najcięższe o największym zasoleniu, które płyną od cieśnin, a na powierzchni wody najlżejsze stanowiące już mieszaninę wód oceanicznych z wodami rzecznyymi (ryc. 2). Gęstość wód, która decyduje o ciężarze każdego rodzaju, zmienia się nieregularnie w pionie i naśladuje



Ryc. 2. Temperatura i zasolenie, zawartość tlenu w wodzie i jej gęstość w Basenie Bornholmskim

1 — 18 II 1960 h 20¹⁵, 2 — 21 II 1960 h 20⁰⁰

układ pionowy zasolenia, zmieniając się gwałtownym skokiem w warstwie oddzielającej dwa zasadnicze rodzaje wód.

Przedstawione na rycinie 2 elementy ilustrują stosunki typowe jednego z akwenów, charakterystyczne dla jednej pory roku. W tym samym czasie stosunki innych akwenów będą takie same. Podział strukturalny wód w całym roku nie ulegnie zmianie i jedynie temperatura masy po-

wierzchniowej będzie reagować na ciepło atmosfery. Podział strukturalny wód taki jak na rycinie 2 może mieć miejsce jedynie w przypadku, kiedy głębokość akwenu przekracza możliwość wiatrowego przemieszania wód od powierzchni do dna, a grubość warstwy wody jest większa od wartości D_1^* . Jeśli głębokość akwenu będzie mniejsza od wielkości D_1 , będziemy mieli jedynie rodzaj wód powierzchniowych. Poziom, na jakim znajduje się powierzchnia wód przydennych, możemy oznaczyć dalej jako wartość D_2 , a położenie warstwy wód rozgraniczających te dwie zasadnicze masy określić jako $D_2 - D_1 = D_3$. Przedstawiona w ten sposób struktura pionowa poszczególnych mas wodnych jest stała i żadne zmiany zasolenia lub temperatury typowe dla badanego obszaru nie są w stanie jej zmienić. Jedynie wskutek zwiększonych wlewów albo narastającego wskaźnika dopływu wód rzecznych czy też silniejszych wpływów dynamicznych atmosfery mogą ulegać niewielkiej zmianie proporcje objętościowe mas wodnych. Zmiana tych proporcji następuje przez zmianę położenia w pionie warstwy wód przejściowych D_3 .

Temperatura wód powierzchniowych zmieniając się pod wpływem temperatury powietrza ma również pewien wpływ na zmiany gęstości wód. Zmiany temperatury wód przydennych nie mają zasadniczego wpływu na ich gęstość. Wody te są niezależne od temperatury powietrza, a zmieniają się odpowiednio do temperatury wody wlewającej się do Bałtyku z cieśnin duńskich. Jednak wody przydenne tracą nieustannie swoje ciepło wskutek konwekcji, przy czym konwekcja ta jest aktywniejsza w chwilach silniejszego mieszania w warstwie wód powierzchniowych. To zjawisko powoduje, że wody przydenne starsze mają zawsze temperaturę niższą od tej, jaka cechuje wody świeżo się wlewające.

Mieszanie wywołane ruchem atmosfery sięga tylko ograniczonej głębokości (D_1), wpływa najsilniej na masę wód powierzchniowych i dlatego mają one prawie wyrównane zasolenie i temperaturę. O ile jednak zjawisko to nie jest w stanie przyspieszać procesu konwekcji przy znacznych różnicach temperatury, jakie dzielą wody przydenne od powierzchniowych, to w zimie, kiedy temperatura wód powierzchniowych spada poniżej tej, jaką ma warstwa wód przejściowych (około 4°C), następuje znaczna ucieczka ciepła z masy wód przy dnie. Krótkotrwałe ochłodzenie nie jest jednak w stanie zmienić struktury pionowej mas.

Zasolenie rośnie nieregularnie z głębokością; najmniejsze jest w wodach powierzchniowych do głębokości D_1 . Zasolenie tutaj, podobnie jak temperatura, pozostaje pod wpływem mieszania wód wywołanego wiatrem. Gwałtownie rośnie zasolenie poniżej głębokości, do której sięgają roczne zmiany temperatury wód powierzchniowych spowodowane zmianami kli-

* D_1 określa podstawę wód powierzchniowych.

matycznymi. Poniżej tej warstwy kształtuje się ono już w zależności od zasolenia wód napływających z oceanu; zawsze jest ono największe na samym dnie.

Stopień utlenienia wód zależy od przewietrzania wód powierzchniowych sztormami i od przenoszenia tlenu na dno zbiornika przez wlewy wód oceanicznych. Krzywa zawartości tlenu naśladuje więc bieg krzywej gęstości wody charakteryzującej podział wód na odrębne masy wodne. Powierzchniowe wysycenie tlenem może więc sięgać 100%, a w przypadku ilustrowanym ryciną 2 wynosi 95—90%. To wysycenie jest znacznie mniejsze w masie wód przydennych i wynosi już tylko około 70%, gdy najmniejsze jest tam, gdzie ruchy wód są najsłabsze, a więc w warstwie

Tabela 2

Różnicowanie się cech ogólnych wody

Własności wód	Charakterystyka zmian ogólnych	
	W całej ilości wód bałtyckich	W wydzielonych masach wodnych
Temperatura	Zmiany roczne i wieloletnie zachodzą pod wpływem zmian klimatycznych i dopływów wód oceanicznych. Wpływy atmosfery zaznaczają się do dna w płytszych akwenach. Na większych głębokościach podział wód regulowany zasoleniem i turbulencją bez większego wpływu temperatury	Zmiany temperatury pod wpływem wahań klimatycznych, lecz wyraźniejsze na powierzchni i nie zaznaczające się w wodach głębszych akwenów. Wody powierzchniowe oddzielone od wód przydennych skokiem temperatury, wskazującym na oddzielne systemy mieszania. Przy dnie homotermia naruszana wlewami
Zasolenie	Niskie w całym zbiorniku, regulowane periodycznymi wlewami wód oceanicznych. Mieszanie wód oceanicznych z wodami rzecznyymi warunkuje zasolenie wód powierzchniowych	Znaczne różnice dzielące zasolenie wód powierzchniowych od przydennych. Silny gradient zasolenia na granicy dwóch mas peryferycznych, w których następuje oddzielne mieszanie konwekcyjne
Zawartość tlenu	Znaczna w ciągu całego roku, ze zmianami sezonowymi. Większa w wodach powierzchniowych, mniejsza przy dnie	Na powierzchni wysycanie wody sztormami, przy dnie — skutek wlewów. Najmniejsza ilość tlenu w wodach przejściowych, dzielących masy peryferyczne
System prądów	Ruch wody warunkowany kierunkowym działaniem atmosfery i różnicami gęstości wody. Silne deformacje ruchów wywołane kształtem zbiornika	Wpływy atmosferyczne zaznaczające się wyraźnie w przemieszczaniu wód powierzchniowych. Ruchy przydenne warunkowane gęstością wód. Granica między masami zaznaczona kierunkami geostroficznych prądu lub jego brakiem
Przezroczystość	Znaczne zmętnienie wody	Wyraźnie większa przezroczystość w wodach głębszych akwenów

wód przejściowych i wynosi 60%. Malejąca zawartość tlenu w warstwie D_3 informuje jednocześnie, że cząsteczki wody mas peryferycznych nie wędrują poza swoją masę, w przeciwnym razie ilość tlenu musiałaby spadać sukcesywnie do dna. Zawartość tlenu w wodach przydennych, podobnie jak i temperatura oraz zasolenie, jest zawsze większa w wodach świeżego wlewu. Jeśli więc wody nie uległy konwekcyjnemu wymieszaniu, wykrywamy ogromne soczewki wód w obrębie masy przydennej o podwyższonym stopniu utlenienia i wyższej temperaturze, które nie leżą na dnie i nie dotykają powierzchni tej masy, lecz są jakby zawieszane w środku masy. Charakteryzując środowisko wodne pod względem różnic jego cech fizyczno-chemicznych, przywiązanych do całej ilości wód i poszczególnych mas, możemy je określić następująco (tab. 2).

Zmiany, jakie następują w wodzie południowobałtyckiej, mają wyraźną formę strukturalną, której efektem jest podział tych wód na odrębne masy o bardzo charakterystycznych cechach fizyczno-chemicznych, a nawet mechanicznych, cechy te zaś mogą ulegać niewielkim, ale regularnym zmianom.

DWUWARSTWOWY SYSTEM WÓD

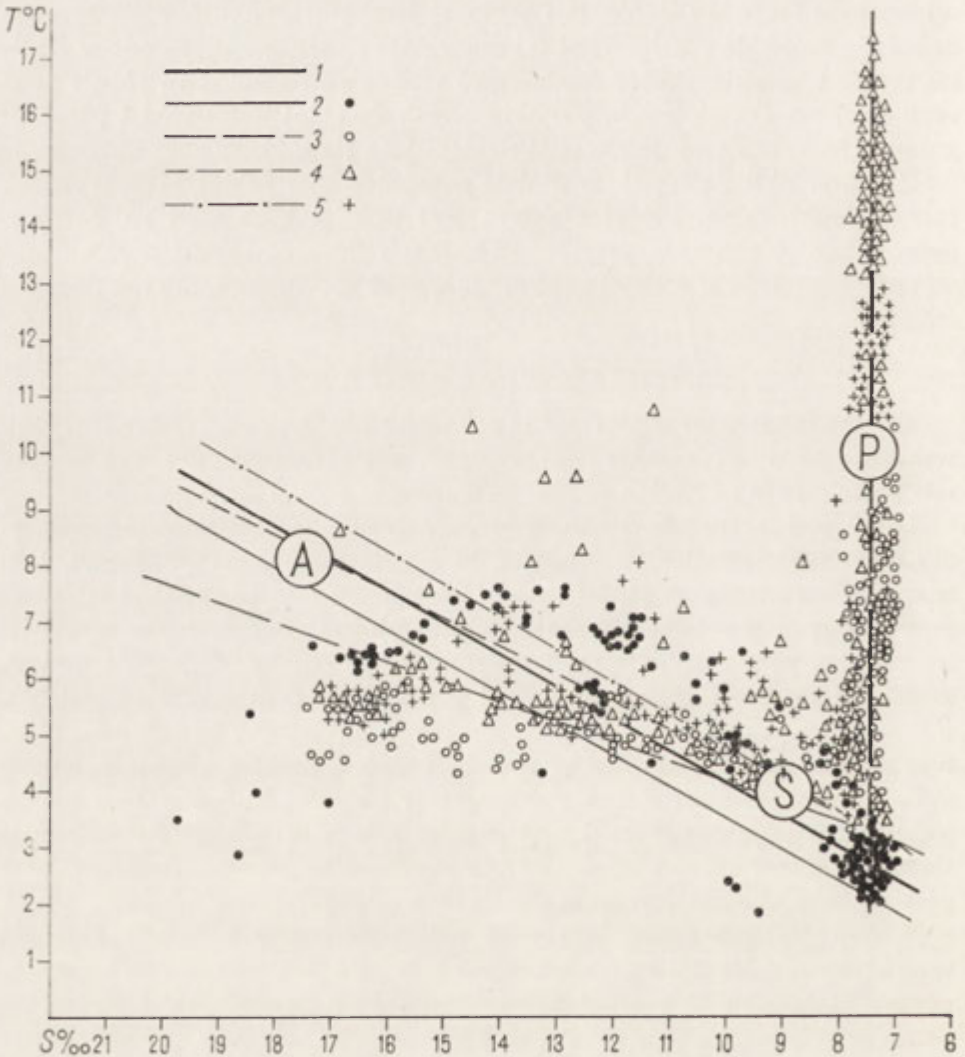
Ogólna charakterystyka wód południowobałtyckich, podana wyżej, wskazuje na występowanie wód powierzchniowych i przydennych w sposób permanentny i na ich różne pochodzenie.

Stały podział tworzy dwuwarstwowy system wód, charakterystyczny dla mórz częściowo izolowanych od bezpośredniego wpływu oceanu, jaki znany jest z literatury [1, 18, 23, 24, 89, 90]. System warunkuje istnienie mas wodnych o różnych cechach fizyczno-chemicznych, jakie wydzielić możemy za pomocą diagramu TS . Jednoczesne bowiem odłożenie na wykresie o układzie współrzędnych x i y wartości temperatury i zasolenia, różnej ilości próbek wody o różnych własnościach fizyczno-chemicznych, wykaże rozrzut punktów na wykresie zgodny z gęstością poszczególnych próbek wody. Rozrzut pionowy punktów w układzie będzie wskazywał na jeden rodzaj wód. Łukowy kształt dystrybuanty informuje o dwóch masach, natomiast ostro załamana linia rozrzutu w kierunku wzrastającej gęstości wód dowodzi istnienia trzech mas wodnych.

Cechy fizyczno-chemiczne wód południowobałtyckich układają się wzdłuż wymienionych trzech rodzajów rozrzutu punktów, a analizy szczegółowe wykazują, iż rozrzut zależy dodatkowo od głębokości akwenów. Stosując opisaną metodę określono już wcześniej własności mas wodnych [13, 15], a ich cechy i zmienność sezonową ukazuje rycina 3. Z rozrzutu punktów na tym diagramie zauważamy, że zmiany temperatury i zasolenia wód w roku nie naruszają zasadniczej struktury mas wodnych.

Strefa rozdziału wód powierzchniowych od przydennych (D_3) jest na-

chylona z zachodu na wschód (ryc. 4) i ulega stałym wahaniom. Na rycinie przedstawiono jej zmiany w latach 1959—1962. Wahania z lat 1960 i 1961 dowodzą przyrostów masy wód przydennych zaznaczonych podnoszeniem ku powierzchni morza masy wód pośrednich. O strefie wód pośrednich wiemy już, że jej głębokość nie jest wyłącznie zależna od wielkości wle-



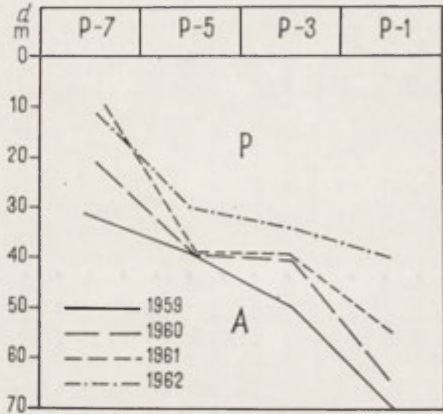
Ryc. 3. Diagram temperatury i zasolenia (TS) dla wszystkich obserwacji południowobałtyckich wykonanych w 1961 r.

1 — średnia roczna TS, 2—5 — średnie sezonowe TS: 2 — 13—25 II 1961, 3 — 2—25 V 1961, 4 — 7—19 VIII 1961, 5 — 24 X—9 XI 1961

wów wód oceanicznych, lecz wpływa na nie również dynamiczny ruch atmosfery.

Pod wpływem ruchu atmosfery odbywa się mieszanie wód powierzchniowych. Jeśli czynnik dynamiczny atmosfery jest większy, znaczniejsza ilość wód pośrednich ulega przemieszaniu z wodami powierzchniowymi; wówczas ich poziom obniża się w pionie. Odwrotnie, jeśli większa ilość wód napłylnie z oceanu, podwyższy ona poziom wód pośrednich, stwarzając dogodne warunki przemieszania się ich z wodą powierzchniową.

Ryc. 4. Zmiany położenia strefy rozdziału wód powierzchniowych od przydennych w różnych akwenach południowobałtyckich w latach 1959—1962



Położenie i wysokość warstwy wód pośrednich zależą więc od wielkości dopływu wód oceanicznych, od czynnika dynamicznego atmosfery oraz od głębokości poszczególnych akwenów i nachylenia ich dna. Jak wiadomo, najmniejsze głębokości występują na zachodzie Bałtyku; tam również ma miejsce największy dopływ słonych wód oceanicznych, niewielka zaś głębokość basenu stwarza dogodne warunki dla mieszania się wód pod wpływem wiatrów. W tej części morza warstwa wód przejściowych leży więc najpłycej (15—30 m) i obniża się w miarę oddalania ku wschodowi, by osiągnąć w Głębi Gdańskiej głębokość 50—60 m.

Podział na trzy masy wodne występuje jedynie w tych akwenach, których głębokość przekracza zdolność mieszania się wód pod wpływem wiatrów od powierzchni do dna. Jeżeli głębokości akwenu będą mniejsze, napotkamy dwie masy wód bez masy wód pochodzenia oceanicznego z udziałem wód pośrednich, a przy głębokościach najmniejszych występuje jedynie masa wód powierzchniowych. Natomiast stałe są różnice zasolenia i temperatury, jakie dzielą masę wód powierzchniowych od masy wód przydennych.

Z zestawienia temperatury i zasolenia wód powierzchniowych i przydennych za okres czteroletni i z porównania tego zestawienia z wahaniami temperatury oraz zasolenia wód bałtyckich za okres wieloletni wynika,

że niezależnie od periodycznych wlewów wód oceanicznych, a takie stwierdzono w latach 1960 i 1961, o czym niżej, ten wpływ nie jest tak wielki, by radykalnie mógł zmienić zasolenie i temperaturę wód. Porównanie wykazuje raczej ujemny bilans zasolenia w ostatnim czterolecu i należy przypuszczać, że wlewy stwierdzone w tym okresie nie odbiegały intensywnością od wymiany przeciętnej. Zestawienie to udowadnia stałe istnienie dwóch rodzajów wód o ustabilizowanych cechach fizyczno-chemicznych, wskazując na istnienie między nimi warstwy wód przejściowych, którą wykrywamy za pomocą diagramu TS (Tab. 3).

Tabela 3

Średnie zasolenie i temperatura wód powierzchniowych (P) i przydennych (A) w latach 1959—1962

Rok	Rodzaj wody	Basen Arkoński P-7		Basen Bornholmski P-5		Rynna Słupska P-3		Głębia Gdańska P-1	
		T	S	T	S	T	S	T	S
1959	P	7,8	7,6	6,8	7,4	6,8	7,4	6,6	7,4
	A	8,7	10,0	6,1	14,4	5,7	11,0	5,6	11,3
1960	P	8,6	8,2	6,8	7,8	6,5	7,7	6,6	7,6
	A	6,3	16,7	5,6	15,9	5,8	13,3	6,6	12,4
1961	P	9,0	7,7	9,5	7,4	9,5	7,3	10,0	7,2
	A	5,8	15,6	5,8	16,9	5,4	11,4	5,4	13,0
1962	P	8,5	8,1	8,5	7,9	8,3	7,7	8,8	7,4
	A	3,1	13,3	6,7	15,9	4,7	12,4	5,5	11,9
Średnia	P	8,5	7,9	7,4	7,6	7,8	7,7	6,8	7,6
	A	5,8	13,9	6,0	15,8	5,4	12,0	5,8	12,1
Średnia 1902/1962 [52]	P	—	7,5—7,6	—	7,7	—	7,4	—	7,2—7,3
	A	—	16,0—17,0	—	15,0—16,0	—	13,0—14,0	—	11,0—12,0
1902/1962 1959/1962	P	—	0,3	—	0,1	—	0,3	—	0,2
	A	—	2,1	—	0	—	1,0	—	0

Zgodnie z opisanymi wyżej prawidłami dotyczącymi przebiegu krzywych rozrzutu na wykresie (ryc. 5) mamy krzywą załamana pod kątem ostrym, co dowodzi istnienia skrajnie różniących się mas wodnych na powierzchni i przy dnie, a to wynikało z zestawienia zawartego w tabeli 3. W tym przypadku wody powierzchniowe zajmują warstwę do głębokości około 40 m, tam zmieniają gwałtownie swoje cechy, istnieje tu nowa masa charakteryzująca się stale wzrastającym do dna zasoleniem i stałym spadkiem temperatury. Miąższość masy wód przejściowych sięga około

12 m, co dokładniej można odczytać z przebiegu krzywych zasolenia i gęstości po porównaniu rycin 5a z ryciną 5c. Poniżej wód przejściowych występuje woda typu oceanicznego o największym zasoleniu i temperaturze wyższej od tej, jaką ma warstwa wód przejściowych. Wody przydenne ilustrowane diagramem (ryc. 5a) nie są jednorodne, na głębokości 80 m zaznaczają się bowiem wyraźne wtrącenia świeżych wód oceanicznych o wyższej temperaturze. Wlewy świeżych wód możemy również zidentyfikować na rycinie 5c, gdzie warstwa wlewających się wód wykazuje wyższą temperaturę, większą gęstość i znacznie wyższy stopień utlenienia, przy czym różnice te zaznaczyły się w ciągu trzech dni, jakie oddzielały dwie kolejne serie obserwacji.

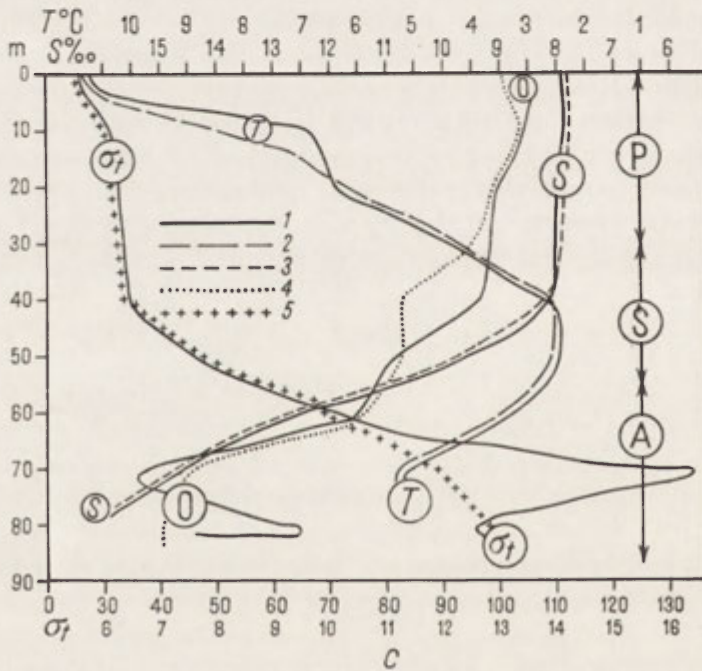
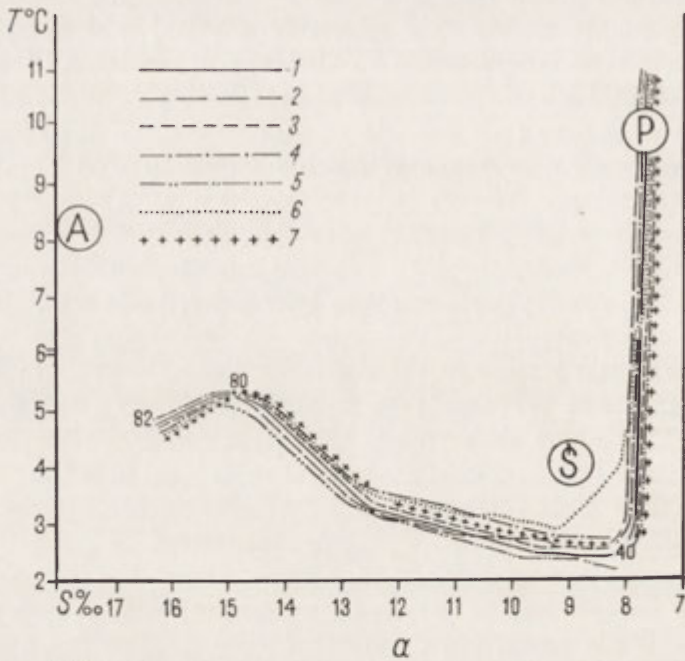
Instruktywne jest jeszcze przestudiowanie diagramu prądów, jakie panowały w tym czasie w Basenie Bornholmskim. Wiatry o prędkościach 0—7 m/sek z kierunków wschodnich wzbudzają zachodnie kierunki prądów powierzchniowych i zgodnie z zasadami opisanymi przez V. M. Ekmana [26] na połowie głębokości głębszych akwenów zaznaczają się ich kierunki geostroficzne, a prędkości wyraźnie słabną (ryc. 5b). Kierunki geostroficzne nawiązują wyraźnie do fizyczno-chemicznego podziału wód, występując w masie wód przejściowych. Poniżej tej masy jednak kierunki prądów zupełnie nie nawiązują do kształtu klasycznej spirali, lecz powodowane są wspomnianym już napływem świeżych wód oceanicznych do Bałtyku, które ze starymi wodami przydennymi w całości kierowane są ku polskiemu brzegom z prędkością około 5 cm/sek.

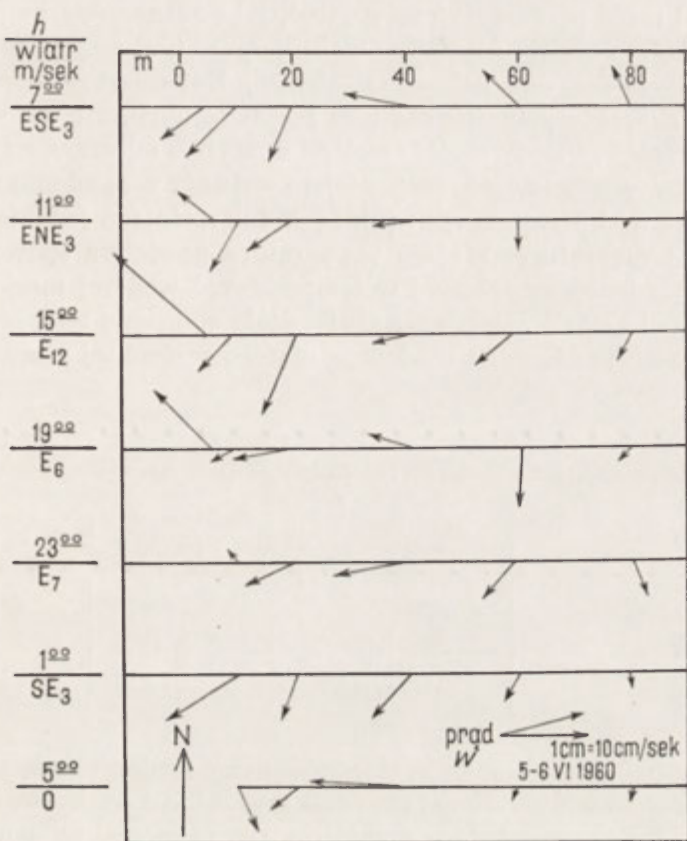
Przykład zaczerpnięty z obserwacji i zapisów dokonanych w Basenie Bornholmskim (ryc. 5) może reprezentować podział strukturalny wód, na odrębne masy, wszystkich głębszych akwenów południowobałtyckich. Struktury wód, niezależnie od pory roku, pozostaną zawsze takie same, wykazując związki z procesami dominującymi w chwili przeprowadzania obserwacji.

WŁASNOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNE WYDZIELONYCH MAS WODNYCH

Wymiana wód w cieśninach duńskich, stałe dopływy wód rzecznych, ograniczone wpływy dynamiczne atmosfery i niewielkie głębokości akwenów południowobałtyckich są podstawowymi przyczynami dwuwarstwowej struktury wód południowobałtyckich i ona tworzy warunki dla istniejących trzech oddzielnych mas wody. Masy wodne mają stałe typowe cechy, które nie mogą ulec zmianie bez wyraźnej zmiany warunków naturalnych.

Charakterystyki fizyczno-chemiczne mas wodnych zawarte w tabeli 4 określają własności podzielonych wód w pewnym przedziale wartości. Wahania zasolenia lub temperatury związane są z tym, że na powierzchni





b

Ryc. 5. Własności fizyczno-chemiczne wód i ich ruchy notowane w punkcie P-5 w Basenie Bornholmskim

a — dobowy diagram temperatury i zasolenia (TS) z dni 5—6. VI. 1960 r.

1 — h 7⁰⁰, 2 — h 11⁰⁰, 3 — h 15⁰⁰, 4 — h 19⁰⁰, 5 — h 23⁰⁰, 6 — h 1⁰⁰, 7 — h 5⁰⁰

b — kierunki i prędkości prądów na różnych głębokościach

c — zmiany własności fizyczno-chemicznych wody w zależności od czasu i głębokości

1 — T, S, O, σ_t 5 VI h 7⁰⁰, 2 — T 8 VI 1960 h 5⁰⁰, 3 — S 8 VI h 5⁰⁰, 4 — O 8 VI h 5⁰⁰,

5 — σ_t 8 VI h 5⁰⁰

masa ma mniejsze zasolenie, a większe u podstawy. Temperatury i zasolenie mas będą więc zależne od wahań klimatycznych i dopływów wód oceanicznych, lecz gęstość mieszania dwóch mas peryferycznych jest stałą określoną amplitudą wahań tych elementów. Zasolenie masy wód przydennych (A) może przekroczyć tę wartość, jaką zaznaczono na podstawie obserwacji czteroletnich. Absolutne maksimum w tym względzie jest znane z 1903 r.; wówczas osiągnęło ono 23,5‰ [29]. Natomiast zasolenie mniejsze od 7‰, charakterystyczne dla wód przybrzeżnych, nie ma większego znaczenia, ponieważ wody mniej zasolone są szybko mieszane z zasadniczą masą wód powierzchniowych. Najmniejsze wahania w zasoleniu wykazuje jedynie masa wód przejściowych (Ś); są one uzależnione jedynie od rocznego stanu temperatury. Wyższa temperatura powietrza spowoduje powstawanie tendencji zwyżkowej w temperaturze wód tej masy przy rekompensującej gęstość zwyżce zasolenia. Stałe obniżanie temperatury powietrza spowoduje odwrotną tendencję, dlatego gęstość tej masy pozostaje stała.

Tabela 4

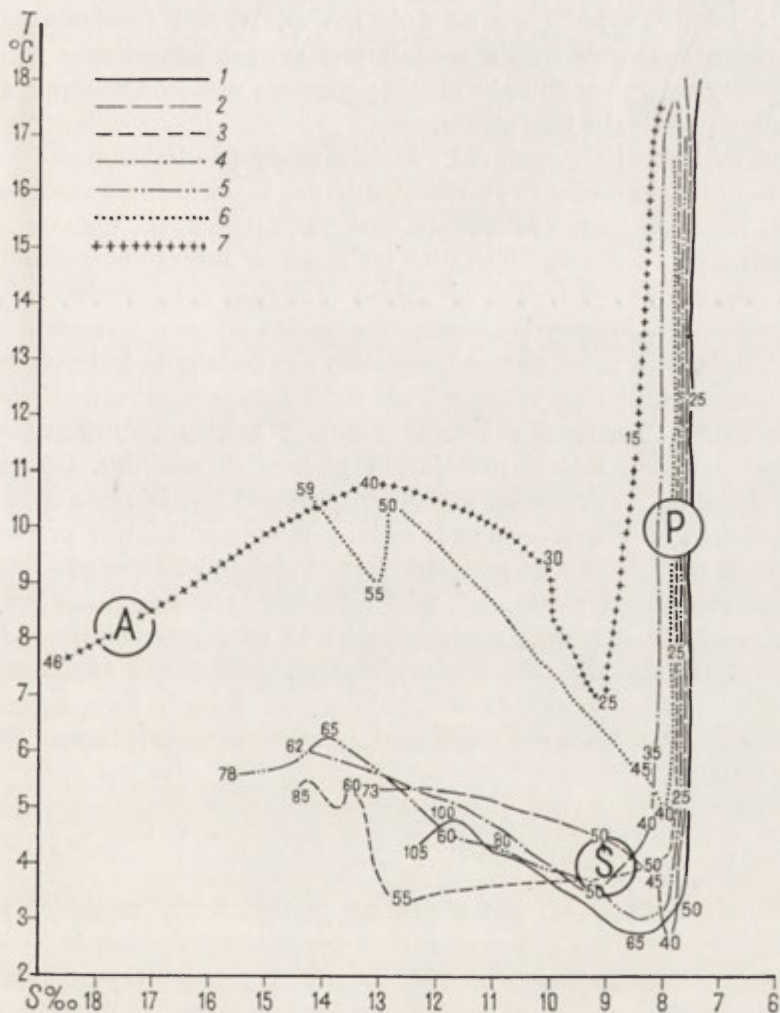
Charakterystyka fizyczno-chemiczna południowobałtyckich mas wodnych

Rodzaj wód	Zasolenie S‰	Temperatura T°C	Gęstość σ_t
Powierzchniowe (P)	7,0—8,5	0,0—20,0	4,5—6,5
Przejściowe (Ś)	8,0—10,0	2,0— 6,0	7,0
Przydennie z oceanicznych wlewów (A)	10,0—21,0	4,5—12,0	7,5—20,0

W zasięgu równoleżnikowym zbiornika masy wodne różnią się jeszcze amplitudą wahań temperatury i zasolenia (ryc. 6). Ku wschodowi wzrastają wahania temperatury, lecz zmniejsza się zasolenie na powierzchni. Przy dnie w tym samym kierunku spada zasolenie, natomiast amplituda wahań temperatury wód jest znacznie mniejsza. Jedynie warstwa wód przejściowych ma niezmiennie cechy fizyczno-chemiczne. Odzwierciedla te stosunki jednoczesna analiza fizyczno-chemiczna wód głębszych akwenów, która wykazuje, że wody powierzchniowe Zatoki Gdańskiej (P-1) mają najwyższą temperaturę w lecie, a jednocześnie są najchłodniejsze przy dnie. W zimie amplituda zostanie odwrócona, temperatura wód powierzchniowych spadnie do zera, przy stałych niskich temperaturach wód przydennych. Różnica skrajna będzie zawsze większa w Zatoce Gdańskiej niż w Basenie Arkońskim (P-7); wyrównuje się w Basenie Bornholmskim (P-5). Ponieważ ku wschodowi maleje jednocześnie zasolenie wszystkich mas wodnych (ryc. 6), przeto wzrasta współczynnik mieszania wód powierzchniowych pod wpływem wiatru. Obserwujemy więc, że

w Basenie Arkońskim wody powierzchniowe sięgają do 25 m, co zależy dodatkowo od mniejszej głębokości tego akwenu; miąższość ich rośnie sukcesywnie ku wschodowi, osiągając średnio do 65 m w Głębi Gdańskiej.

Pod wpływem tych warunków masa wód powierzchniowych (P) tworzy zwartą powłokę pokrywającą całą powierzchnię morza. O jej miąższości decydują jednocześnie: głębokości akwenów, zasolenie wód i możliwość dynamicznego wpływu atmosfery na powierzchnię wód, ta zaś jest większa



Ryc. 6. Zmiany własności fizyczno-chemicznych wody powodowane oddaleniem akwenów od oceanu

1 — P-1 8 VIII 1960 h 17²⁵, 2 — P-2 9 VIII 1960 h 8⁴⁰, 3 — P-3 9 VIII 1960 h 16⁰⁰,
4 — P-4 9 VIII 1960 h 19⁵⁵, 5 — P-5 9 VIII 1960 h 23³⁵, 6 — P-6 10 VIII 1960 h 10¹⁰,
7 — P-7 10 VIII 1960 h 14⁴⁰, liczby od 15 do 105 na krzywych — głębokości w metrach

w odkrytych akwenach wschodnich, a mniejsza w płytkich akwenach zachodnich. Wpływ stressu atmosfery (τ) powoduje, że wody tej masy mają prawie wyrównaną gęstość w pionie.

Masa wód przydennych formująca się pod wpływem wlewów wód oceanicznych do Bałtyku pokrywa strefę przydenną akwenów głębszych ($d > D_2$). Miąższość jej ulega zmianie pod wpływem: wód dopływających z cieśnin, nachylonego dna i procesu konwekcyjnego mieszania. Zasolenie tych wód jest największe, maleje ku wschodowi, a temperatura zależy od czasu, w jakim znajdują się na dnie morza. Wzrost zasolenia związany z napływem świeżych wód z oceanu jest zawsze równoległy ze zwykłą temperaturą wód przy dnie, bo ciepło przenoszą wody oceaniczne, a w morzu następuje jedynie jego strata.

Masa wód przejściowych (\dot{S}) oddziela wody powierzchniowe od przydennych. Jej stałe cechy fizyczno-chemiczne, kształtowane odrębnymi systemami konwekcyjnego mieszania wód peryferycznych, ulegają niewielkim wahaniom rocznym. Miąższość tej masy w całym zbiorniku zmienia się nieznacznie w zależności od różnic zasolenia dzielących wody przydenne od powierzchniowych i wynosi średnio od 10 m na zachodzie do 15 m na wschodzie. Miąższość ta maleje w tych akwenach, do których napływa świeża woda oceaniczna. Wody wlewu powiększają różnicę podziałów mas peryferycznych, gradient zasolenia rośnie i mieszanie między masami skrajnymi odbywa się na mniejszym pionowym odcinku. Odcinek ten jest wykładnikiem miąższości masy przejściowej (S). Dłuższe okresy stagnacji wód przydennych — nie odnawianych wlewami lub w przypadkach częściowego spłynięcia wód przydennych do głębszych akwenów — prowadzą do powiększania miąższości wód tej masy wskutek zmniejszania się różnicy zasolenia dzielącej wody przydenne od powierzchniowych. Zjawisko to występuje wyraźniej w płytszych basenach zachodnich (Basenie Arkońskim, Rynnie Bornholmskiej). Wody o cechach fizyczno-chemicznych bliskich tym, jakie ma masa wód przejściowych (\dot{S}), tworzą wówczas masę przydenną.

GĘSTOŚĆ WÓD JAKO FUNKCJA ICH ZASOLENIA I TEMPERATURY

Czynnikiem wpływającym silnie na gęstość wody morskiej jest jej zasolenie. Temperatura nie decyduje o gęstości cząsteczki, lecz wpływa na jej wędrówkę konwekcyjną. Mechaniczna zmiana temperatury wód przydennych wlewami wód oceanicznych nie tylko utrzymuje wyższe temperatury wód przydennych, lecz wpływa na stały proces wędrówki cząsteczek wody ku górnej powierzchni tej masy. Ponieważ jednak wody napływające z cieśnin mają nie tylko wyższe zasolenie, lecz i wyższą temperaturę, następuje ich konwekcyjne przemieszanie z wodami, jakie

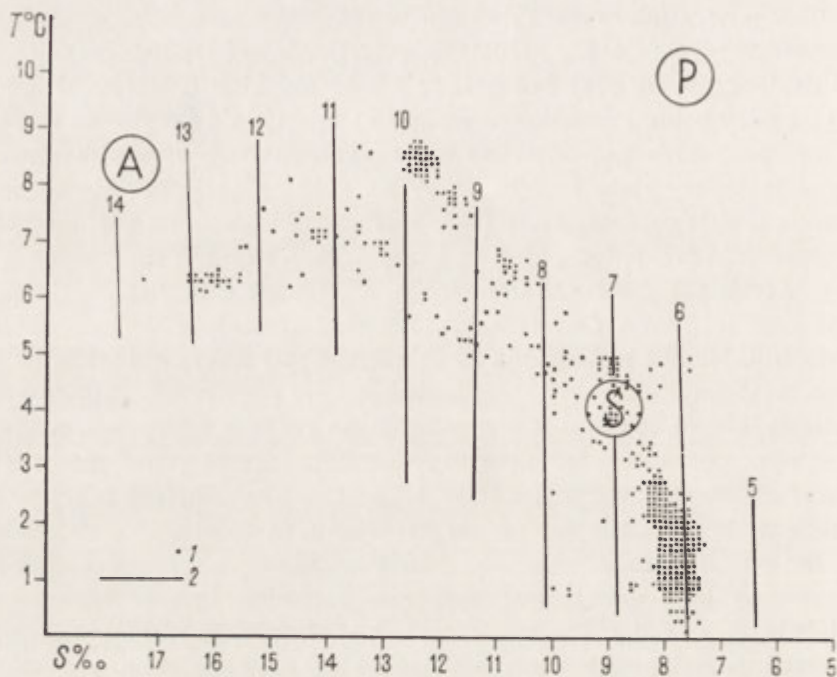
wcześniej znalazły się na dnie. Naturalną tendencją wód o większej słoności jest dążenie do zajęcia miejsca na samym dnie, na co jednak nie pozwala ich wyższa temperatura. W wyniku konwekcyjnego mieszania następuje jednak zmiana gęstości całej masy wód przydennych, głównie pod wpływem obniżania temperatury wód wlewu, i powstaje regularna stratyfikacja warunkowana ciężarem wody.

Odwrotny proces trwa nieustannie w masie wód powierzchniowych. Rzeki dostarczają do niej bez przerwy wód słodkich o temperaturze zależnej od pory roku. Początkowo wody te znajdują się jeszcze na powierzchni, lecz falowanie powodowane dynamicznym wpływem atmosfery (τ) przenosi turbulencyjnie cząstki wody na różne głębokości, sięgając maksymalnie podstawy całej masy (D_1). Wody przenoszone na większe głębokości zmieniają swoją temperaturę i zasolenie, a czynnik mechaniczny powoduje szybkie i dokładne mieszanie, co warunkuje prawie jednolitą gęstość wód tej masy. Gdy temperatury wód zmieniają się aktywniej na powierzchni, jeszcze niezależnie od mieszania pod wpływem wiatrów i falowania następuje aktywny ruch konwekcyjny cząsteczek. Jednocześnie turbulencyjnego mieszania z konwekcyjnym ruchem cząsteczek wody powodowanym różnicami temperatury, występującymi permanentnie, nie daje warunków stratyfikacji wód w tej masie, toteż dopiero u jej podstawy zaczyna się wyraźniejszy proces narastania gęstości wód z głębokością.

Różne warunki mieszania wód powierzchniowych i przydennych dają dwa systemy konwekcyjnego mieszania, funkcjonujące w tych masach niezależnie, oparte o różne zasady ruchu pionowego cząsteczek wody. W wodach przydennych motorem zmian są głównie zmiany zasolenia, podczas gdy w masie powierzchniowej ten proces jest zaburzany bez przerwy mechanicznym wpływem atmosfery. To zjawisko występuje wyraźnie w wodach południowo bałtyckich, a najlepiej przedstawić je możemy posługując się diagramami gęstości wód, charakteryzującymi typowe zmiany gęstości w zależności od odpowiednich pór roku.

W zimie temperatury wód powierzchniowych (P) są najniższe, w związku z czym gęstość tych wód nieznacznie wzrasta (ryc. 7). Mimo maksymalnego wychłodzenia wód powierzchniowych do temperatury niższej od tej, jaką mają wody przejściowe (Ś), i mechanicznego mieszania pod wpływem ruchów atmosfery wody te nie zmieniają tak silnie gęstości, by mogło to zaważyć na ilości globalnej wszystkich wód tej masy. W chwili kiedy temperatury wód powierzchniowych spadają poniżej tych, jakie cechują masę wód przejściowych, następuje szybsza ucieczka ciepła z niżej leżących warstw wodnych, a przede wszystkim z masy wód przydennych. Przyspieszona utrata ciepła ułatwiona jest w tym okresie zanikiem skoku termicznego w wodach przejściowych, który ogranicza konwekcję pionową wód powodowaną różnicami temperatury. Wówczas jedynie konwek-

cyjne mieszanie następuje w jednym systemie obejmującym wody od powierzchni do dna. Rozdział procesu konwekcji następuje w chwili, kiedy temperatura wód powierzchniowych wzrośnie powyżej tej, jaką ma masa wód przejściowych.



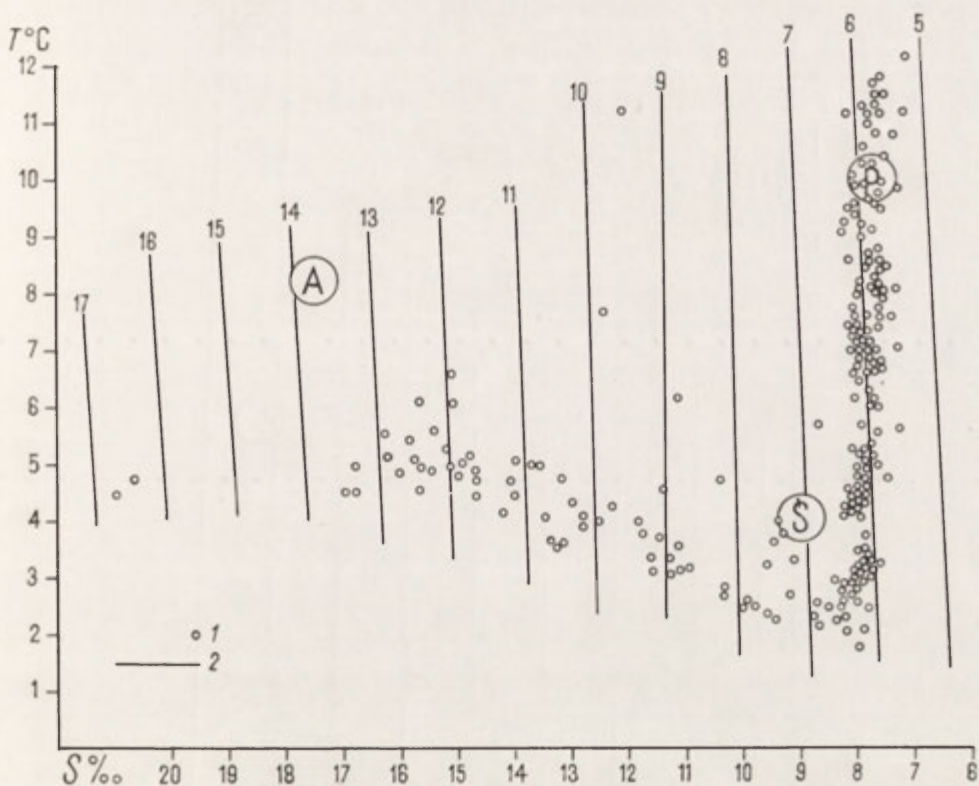
Ryc. 7. Gęstość wód w zimie 1960 r. (17—19 II)

1 — własności wód w punktach pomiarowych, 2 — linie jednakowej gęstości

Wzrastająca insolacja wód wiosną (ryc. 8) wpływa na ocieplanie wód powierzchniowych, które powoli tracą na gęstości. Równolegle rośnie nieznacznie temperatura wód przejściowych (\dot{S}), lecz bez wyraźnego wpływu na ich gęstość. Odrębny system konwekcyjnego mieszania, jaki obejmuje w tym czasie wody powierzchniowe i przydenne, wpływa na aktywniejszy proces konwekcyjnego mieszania w strefie przydennej, wpływając na wzrost zasolenia wód przejściowych, co rekompensuje stratę gęstości spowodowaną podnoszeniem się ich temperatury.

Proces odrębnego mieszania się wód rozpoczęty wiosną pogłębia się w lecie (ryc. 9). Wody przydenne (A) nie wykazują w zasadzie reakcji na wzrost temperatury wód powierzchniowych, pozostając jedynie pod wpływem własności tych wód, jakie napływają z cieśnin. Wyrównana gęstość wód, jaka funkcjonuje bez przerwy między masami peryferycznymi, jest w tym czasie wyraźnie podkreślona skokami temperatury i zasolenia.

Stan izolacji masy wód przydennych (A) trwa również jesienią, kiedy temperatura wód powierzchniowych obniża się, a ich gęstość zaczyna powoli wzrastać (ryc. 10). Dzięki zmagazynowaniu przez wodę powierzchniową ciepła w okresie lata wody przejściowe (S) utrzymują jeszcze przez jakiś czas wyższą temperaturę, lecz przy dalszym obniżaniu temperatury

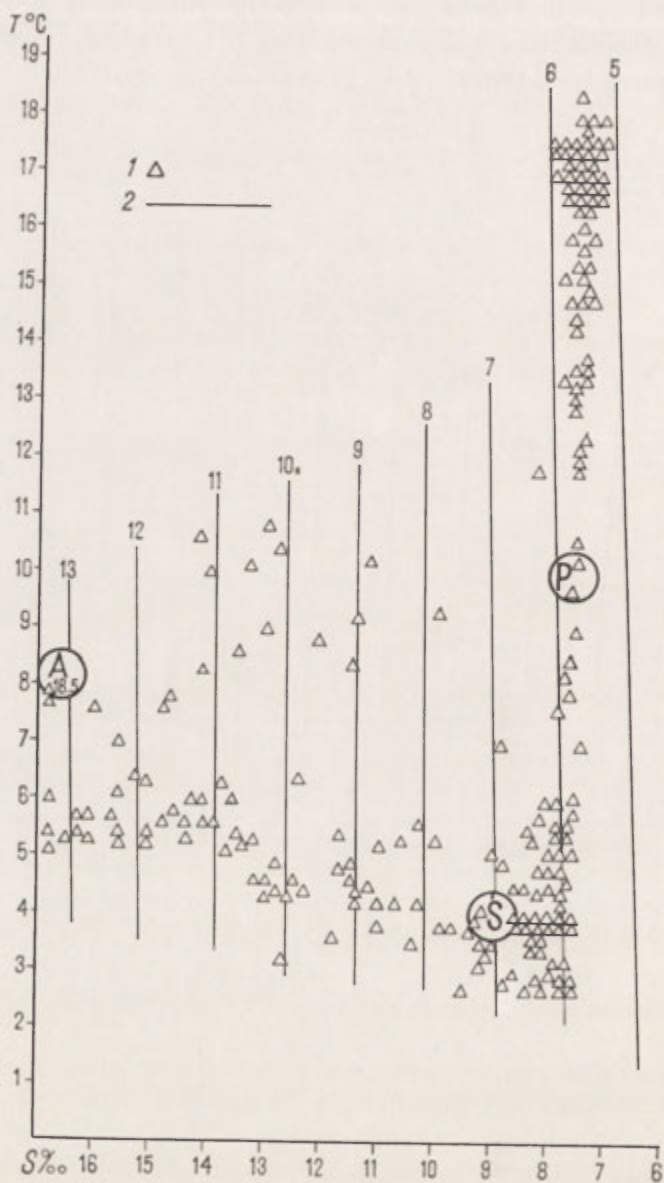


Ryc. 8. Gęstość wód wiosną 1960 r. (1—5 VI)

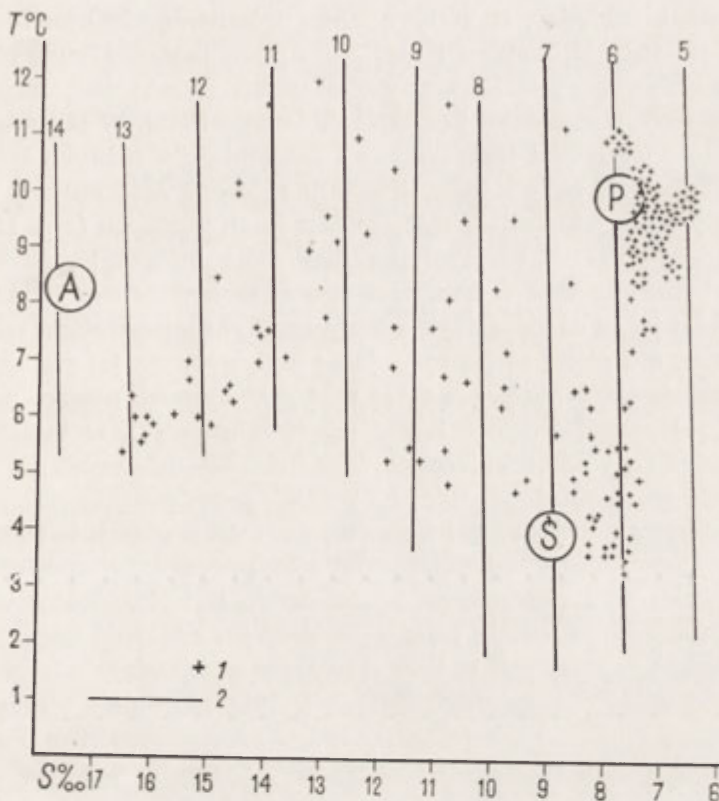
1 — własności wód w punktach pomiarowych, 2 — linie jednakowej gęstości

wód powierzchniowych zaznaczy się progresywny spadek temperatury w warstwie przejściowej. Równoległe do zmian temperatury w wodach powierzchniowych i przejściowych będzie się zmieniała ich gęstość, by w fazie zimowej kulminacji osiągnąć warunki opisane na początku.

Analiza gęstości wód pozwala nie tylko wykrywać proces mieszania się wód pod wpływem zmieniających się temperatur i zasolenia, lecz jest instrumentem badawczym w obserwacjach nad dynamicznymi zmianami, jakie zachodzą w wodzie. Na tej podstawie analiza gęstości mas wodnych może być wskazówką w zakresie 1) ruchów całych mas i 2) badań nad ich



Ryc. 9. Gęstość wód w lecie 1960 r. (8—11 VIII)
 1 — własności wód w punktach pomiarowych, 2 — linie jednakowej gęstości



Ryc. 10. Gęstość wód jesienią 1960 r. (24—28 X)

1 — własności wód w punktach pomiarowych, 2 — linie jednakowej gęstości

równowagą. Funkcyjną zależność, jaką jest gęstość wody morskiej kształtowana jej temperaturą i zasoleniem, obliczamy ze wzoru:

$$\sigma_t = (d_t - 1) \cdot 1000$$

gdzie:

σ_t = gęstość wody morskiej,

d_t = ciężar właściwy wody przy danych: temperaturze i zasoleniu.

WIELOLETNIE ZMIANY CECH FIZYCZNO-CHEMICZNYCH WODY

Na przykładach sezonowych zmian gęstości wody wykazano, że nie mogą one zachodzić w takim nasileniu, aby to mogło naruszać strukturalny podział wód w oddzielne masy. O stałym utrzymywaniu się pewnego zasolenia i temperatury można się było przekonać w wyniku analitycznych porównań tych cech w wodach powierzchniowych i przydennych (tab. 3).

Należy jednak zakładać, że statystyczne porównanie nie ujawnia krótkotrwałych zmian temperatury i zasolenia, jakie możemy wykryć jedynie za pomocą diagramu TS. Dla tych celów konstruowano diagramy dla różnych ilości obserwacji, roku i czterolecia (1959—1962). W ten sposób obliczono średnie własności temperatury i zasolenia dla różnych lat i na tej podstawie skonstruowano jeden diagram zbiorczy informujący o wieloletnich zmianach, jakie miały miejsce w masach wodnych (ryc. 11).

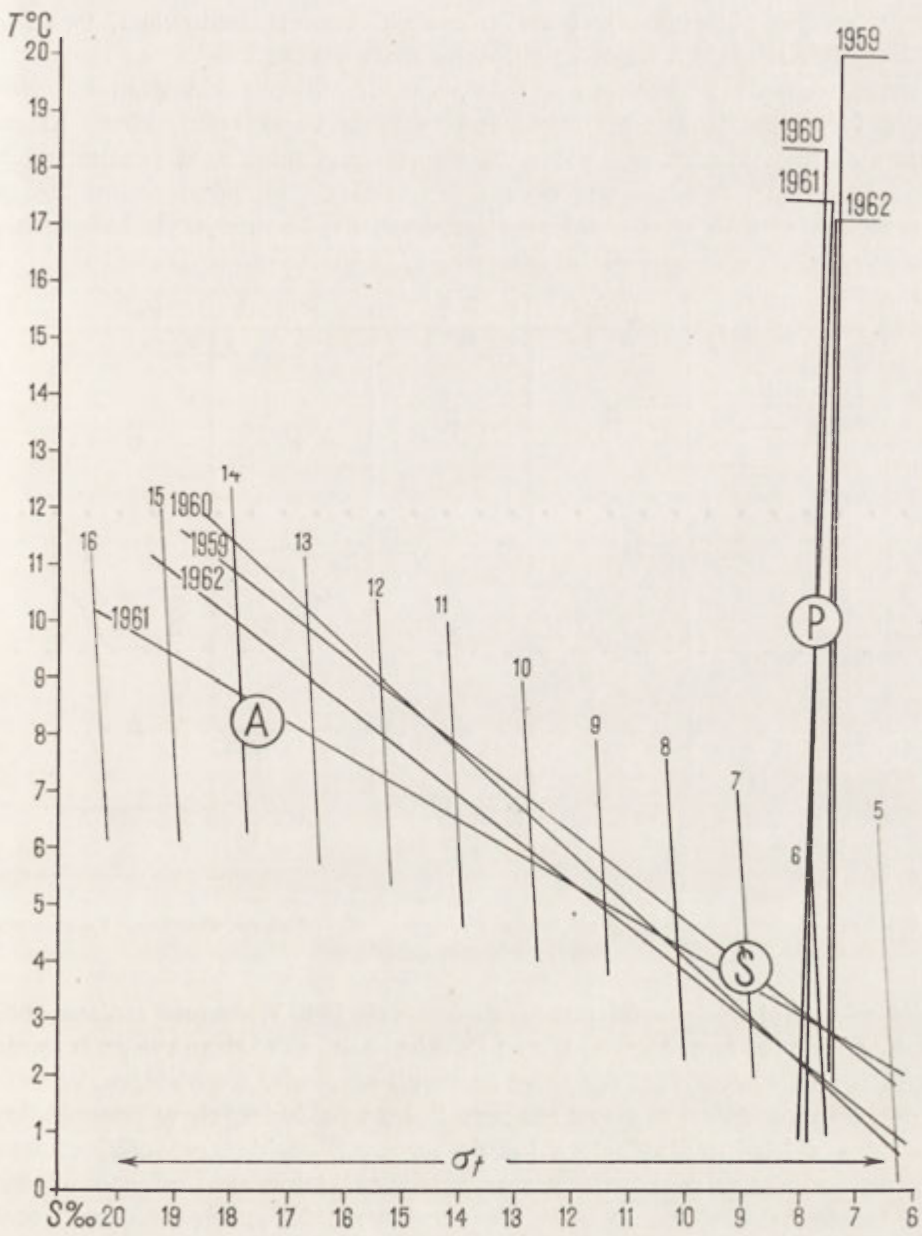
Otrzymany rozrzut prostych na diagramie informuje, że własności fizyczno-chemiczne wód w badanych latach zmieniały się. Układ dystrybuant wskazuje, że najbardziej efemeryczna była temperatura we wszystkich masach, ale różne są procesy, jakie wpływały na jej wahania. Stałe przekazywanie zasolenia przez masę wód przydennych masom nadległym spowodowało przyrost gęstości wód powierzchniowych w latach stwierdzonych wlewów wód oceanicznych. Ten sukcesywny wzrost gęstości wód zaznacza się jednak najwyraźniej na wodach przydennych; poczynając od 1960 r. trwa jeszcze w 1961 r. i wraca do wartości średnich w 1962 r.

Nie bez znaczenia dla temperatury wód przydennych pozostaje pora roku, w jakiej wody oceaniczne wlały się do Bałtyku. Wlew w 1960 r. nastąpił wiosną, kiedy wody Kattegatu były już znacznie nagrzone, temperatura wód przydennych w tym czasie wzrasta. Dalsze wlewy musiały wprowadzać wody chłodniejsze, dlatego w 1961 r. na dnie morza znajdowały się wody o niższej temperaturze niż w roku poprzednim o około 2°C i wody mają w tym czasie większą gęstość. Zjawiska wlewów oceanicznych są trudne do wykrycia bez prowadzonych obserwacji, nie dają się z pewnością przewidywać, a ekspedycje sezonowe nie zawsze ujawniają świeżo wlewające się wody, tak jak to było w 1960 r. Ponadto wody oceaniczne mogą wlewać się w okresach między ekspedycjami, wtedy jedynym sprawdzianem wlewu są stosunki fizyczno-chemiczne wód i ich zmiany między kolejnymi ekspedycjami.

Stosunki czteroletnie ilustrowane diagramem (ryc. 11) sugerują wyraźne zmiany fizyczno-chemiczne wód masy przydennej, bez większego wpływu wlewów na masy nadległych wód. Jednocześnie daje się zauważyć pulsacyjny charakter tych zmian, wyrażony generalnym podwyższeniem temperatury wód w strefie przydennej pod wpływem wlewu wód, i stosunkowo szybki powrót do normy po zmienionych warunkach zimowych.

ZMIANY OBJĘTOŚCI MAS POWODOWANE WLEWAMI OCEANICZNYMI

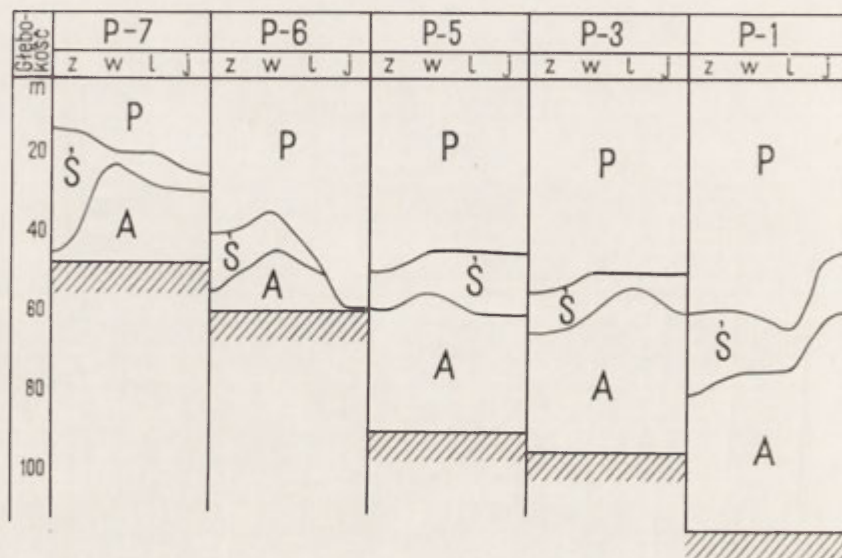
Stosunki zimowe 1960 r. wykazują stagnację wód, dość dawno nieodnawianych wlewem wód oceanicznych. Dowodem tej stagnacji jest brak masy przydennych wód (A) w Basenie Arkońskim i dokładne jej wymieszanie w pozostałych akwenach. Średnie zasolenie wszystkich wód jest



Ryc. 11. Diagram TS i zmiany fizyczno-chemiczne wód w latach 1959—1962

również mniejsze od średniej wieloletniej, a gradient zasolenia dzielący obie masy skrajne jest stosunkowo słaby, dlatego warstwa wody przejściowej w całym zbiorniku jest stosunkowo dobrze rozbudowana, tworząc w Basenie Arkońskim najniżej położoną masę wodną.

Stan względnego spokoju w masach wodnych, nie odnawianych wlewem, ulega gwałtownemu zakłóceniu wiosną tegoż roku, kiedy to na dnie Basenu Arkońskiego pojawiła się znaczna ilość wód oceanicznych (ryc. 12). Wkraczająca woda oceaniczna wyparła ku powierzchni leżącą poprzednio na dnie masę wód przejściowych (\dot{S}) i zmniejszyła radykalnie



Ryc. 12. Wpływ wlewów wód oceanicznych na objętość mas wodnych południowego Bałtyku w 1960 r.

P-1 — P-7 — punkty pomiarowe, z — pomiary zimowe, w — pomiary wiosenne, l — pomiary letnie, j — pomiary jesienne

ilość nadległej masy wód powierzchniowych (P). Wiosenna zmiana, spowodowana wlewem, sięga po Basen Bornholmski, dowodząc swego trwania od wczesnej wiosny, lecz nie sięga dalszych akwenów wschodnich. W lecie zanotowano w dalszym ciągu znaczne ilości wód świeżych w Basenie Arkońskim, a ich impuls dociera już do Rynny Słupskiej, powodując identyczne zmiany w proporcjach mas wodnych, jakie stwierdzono wiosną w Basenie Arkońskim. Jesienią nieznacznie zmniejsza się ilość wód oceanicznych w zachodnich akwenach, dowodząc względnego ustania dopływu; ich stan kulminuje w Rynnie Słupskiej i Głębi Gdańskiej. Wykres (ryc. 12) przedstawia pewną relację czasową między datą, w jakiej wlew został stwierdzony w najdalej na zachód położonym akwenie, a momen-

tem, w którym dotarł do krańcowo położonej Głębi Gdańskiej. Ponadto uwzględnia jeszcze zmiany objętościowe poszczególnych mas wodnych spowodowane wlewem. Objętości poszczególnych mas wyznaczano na podstawie tych kryteriów, jakie zawarte są w tabeli 4.

Grawitacyjny spływ wód pochodzących z wlewów ku E staje się bardziej zrozumiałą, jeśli porównać głębokości poszczególnych akwenów. Dzięki tej różnicy głębokości jesienią już tylko znikoma ilość świeżych wód znajduje się w Rynnie Bornholmskiej, a największą ich miąższość stwierdza się w akwenach najgłębszych. Synchroniczne zmiany objętości poszczególnych mas wodnych postępujące od zachodu wyznaczono również w ściślejszych wymiarach (tab. 5).

Tabela 5

Zmiana objętości mas wodnych w roku 1960

Okres i data pomiaru	Rozdzaj wód	Objętość masy wodnej i jej głębokość w metrach									
		Basen Arkoński P-7		Rynna Bornholmska P-6		Basen Bornholmski P-5		Rynna Słupska P-3		Głębia Gdańska P-1	
Zima 17—19 II	P	15	0—15	40	0—40	50	0—50	55	0—55	60	0—60
	S	30	15—45	15	40—45	10	50—60	10	55—65	20	60—80
	A	—	—	8	55—63	28	60—88	14	65—79	25	80—105
Wiosna 1—3 VI	P	20	0—20	35	0—35	45	0—45	50	0—50	60	0—60
	S	3	20—23	10	35—45	10	45—55	10	50—60	15	60—75
	A	11	23—44	8	45—53	32	55—87	25	65—85	32	75—107
Lato 8—10 8—10 VIII	P	20	0—20	45	0—45	45	0—45	50	0—50	65	0—65
	S	10	20—30	3	45—48	5	45—50	3	50—53	10	65—75
	A	16	30—46	11	48—59	28	50—78	30	53—83	32	75—107
Jesień 24—26 X	P	30	0—30	60	0—60	45	0—45	50	0—50	45	0—45
	Ś	5	30—35	—	—	8	43—51	10	50—60	15	45—60
	A	10	35—45	—	—	38	51—89	28	60—88	46	60—106

Jednoczesna analiza przemieszczeń wód wlewu i studia nad zmianą ich objętości wykazują pewne prawidłowości czysto mechaniczne. Regularność ta objawia się równoległą zmianą objętości wszystkich mas, bez zasadniczej zmiany ich struktury fizyczno-chemicznej, oraz stałym zmniejszaniem objętości masy wód powierzchniowych w czasie wlewu. To pomniejszanie ilości wód o najmniejszym zasoleniu ma swój związek ze wzmiankowaną intensywniejszą wymianą wód w cieśninach duńskich [24, 58, 79, 80], co znalazło potwierdzenie na przykładzie analizowanego wlewu z 1960 r. Ubytek masy powierzchniowej staje się wyraźniejszy, jeśli po-

równamy z sobą przeciętne miąższości wód tej masy w okresach przed i po wlewie.

Powyższe zestawienie potwierdza ubytki masy powierzchniowej w chwilach, kiedy następują wlewy wód oceanicznych, wykazując reakcje podobne do tych, jakie zawarte zostały w rycinie 12 i tabeli 5. Bliższy oceanu Basen Arkoński reaguje szybciej od Rynny Słupskiej i Głębi Gdańskiej. Ponadto reakcje w akwenach wschodnich następują jeszcze wówczas, kiedy proces wlewu ustał, czego dowodzi wzrost miąższości masy wód powierzchniowych w Basenie Arkońskim w 1962 r. Porównanie okresu czteroletniego z wieloletnim wykazuje rzeczywiste zmniejszenie masy wód powierzchniowych w ostatnim okresie. To zagadnienie wymaga pewnych wyjaśnień. W dotychczasowych pracach hydrologicznych brak wzmianki na temat podziału wód na oddzielne masy, a rozróżnia się jedynie wody powierzchniowe i przydenne [17, 24, 25, 29, 51, 52, 58, 62, 82]. Na tej podstawie średnia wieloletnia miąższość wód powierzchniowych [52] może nie być rzeczywistą miąższością wód masy powierzchniowej (P), bo wody tej masy mogły być rozpatrywane łącznie z masą wód przejściowych (Ś). W takim przypadku różnica w metrach dzieląca dwa okresy zmalałaby prawie do zera (tab. 6).

Tabela 6

Średnie miąższości wód powierzchniowych w latach 1959—1962

Rok	Basen Arkoński P-7	Basen Bornholmski P-5	Rynna Słupska P-3	Głębia Gdańska P-1
1959	30	40	50	70
1960	20	40	40	65
1961	15	40	40	55
1962	20	30	35	40
Średnia w m	21	37	41	57
Średnia za okres 1902/62 [52]	25—30	45—50	50—55	60—70
Δ 1902/1962 1959/1962	-4—9	-8—13	-9—14	-3—13

Studia nad zmianą objętości i zachowaniem mas wodnych w okresach wlewów wód oceanicznych pozwoliły na gruntowniejszą rewizję tego problemu. Przypuszczenie, że intensywniejszy dopływ wód oceanicznych do Bałtyku powoduje zwiększoną wymianę w cieśninach duńskich, znalazło

dalsze potwierdzenie. Na tej podstawie należy jednak zakładać, iż zmiany hydrologiczne, jakie powstają w morzu — pod wpływem wlewów — są krótkotrwałe oraz że wymiana w cieśninach jest bardziej stała i jedynie sporadycznie przybiera na sile, bez możliwości wywarcia zasadniczego wpływu na cechy fizyczno-chemiczne wód bałtyckich.

RUCHY ATMOSFERY A POŁOŻENIE MAS WODNYCH

Masy wodne mogą zmieniać położenie i objętość również pod wpływem dynamicznych własności atmosfery. Ciśnienie atmosferyczne i związane z tym ruchy powietrza predysponują powierzchniowy ruch wody. Atmosferyczny stress (τ), jaki powoduje przemieszczanie wody na powierzchni, wpływa na zmiany struktur pionowych określonych proporcjami poszczególnych mas wodnych. Ponadto wzbudzone stressem ruchy wody powodują aktywniejsze mieszanie się wód powierzchniowych. Pod ich wpływem kształtuje się głębokość, do jakiej sięga masa wód powierzchniowych (P), a zmiana proporcji strukturalnych powodowana stressem musi wpływać na przebieg procesów konwekcji w wodzie.

Wydłużony, równoleżnikowy kształt zbiornika, usytuowany na osi dominujących kierunków wiatru predysponuje działanie procesów związanych ze stressem, jeśli idą one w linii równoleżnikowej. Badania nad zależnością, jaka występuje między stresem (τ) a zmianami objętościowymi w masach wodnych, w szczególności zmianami ich proporcji, przeprowadzono na podstawie obserwacji wykonanych jednocześnie w dwóch punktach, w dwóch różnych okresach czasu, przy podobnych warunkach pogody. Materiał obserwacyjny obejmował notowania dobowe wykonane w Basenie Bornholmskim (P-5) i Głębi Gdańskiej (P-1). Analizę stressu

Tabela 7

Tendencje zmian objętościowych w masach wodnych P, A, Ś powodowane stresem atmosfery

Stress z kierunku τ	Różnice w masach	
	Powierzchniowej (P)	Przydennej (A)
1. N-W-SW	$\tau = 0 \rightarrow \Delta M = 0$	$\tau = 0 \rightarrow \Delta M = 0$
2. N-W-SW	$\tau > 0 \rightarrow \Delta M \rightarrow 0$	$\tau > 0 \rightarrow \Delta M \rightarrow \max.$
3. N-W-SW	$\tau < 0 \rightarrow \Delta M \rightarrow \max.$	$\tau < 0 \rightarrow \Delta M \rightarrow 0$
4. NE-E-S	$\tau = 0 \rightarrow \Delta M = 0$	$\tau = 0 \rightarrow \Delta M = 0$
5. NE-E-S	$\tau > 0 \rightarrow \Delta M \rightarrow \max.$	$\tau > 0 \rightarrow \Delta M \rightarrow 0$
6. NE-E-S	$\tau < 0 \rightarrow \Delta M \rightarrow 0$	$\tau < 0 \rightarrow \Delta M \rightarrow \max$

$$\tau_{0-360^\circ} M(\dot{S}) = M_{\Delta Dm} > D_1$$

max — objętość maksymalna danej masy

przeprowadzono jedynie w stosunku do równoleżnikowych kierunków jego działania (Tab. 7).

Działanie czynnika atmosferycznego stressu rozpatrzono bez analizy szczegółowych związków energetycznych, opierając proporcjonalne zmiany objętości poszczególnych mas wodnych na wskaźnikach statystycznych odnoszących się do zmian gęstości wody. Jeśli uwzględnimy, że pewne kierunki wiatrów związane są z określonym typem cyrkulacji atmosfery, nietrudno zmiany objętościowe w masach wodnych połączyć z określonym systemem i intensywnością krążenia. Zagadnienie to jednak wykraczało już poza ramy rozpatrywanego problemu i wymagało liczniejszych obserwacji. Wstępne rezultaty stanowią cenną wskazówkę krytyczną, iż nie można niektórych zmian hydrologicznych determinować wyłącznie kierunkiem i prędkością wiatrów [35, 43, 54, 77]. Zmiany hydrologiczne są uwarunkowane ciśnieniem atmosferycznym i muszą być rozpatrywane na drodze kompleksowej analizy różnych procesów, między innymi i tych, które kształtują masy wodne.

KONWEKCYJNE MIESZANIE A RÓWNOWAGA DYNAMICZNA MAS WODNYCH

Zmiany ilościowe i jakościowe poszczególnych mas wodnych następują więc pod wpływem wielu różnorodnych procesów, najważniejsze jednak zawsze pozostają wlewy oceaniczne i wpływ dynamiczny dolnych warstw atmosfery (τ). One kształtują warunki hydrostatycznej równowagi nie tylko w masach wodnych, lecz i poszczególnych procesów fizyczno-chemicznych. Zrównoważenie makrostruktur, jakie tworzą poszczególne masy wodne, jest determinowane równowagą dynamiczną cząsteczek wody, formowaną pod wpływem cech fizyczno-chemicznych wody.

Równowaga dynamiczna cząsteczek wody warunkuje konwekcję w wodzie, a jej podstawy wraz z metodami badawczymi przedstawił wyczerpująco N. N. Zubow [89]. Celowo przytacza się te metody badawcze, ponieważ gruntowniejsze opracowanie konwekcji wód południowobałtyckich przedstawione w 1965r. przez W. Piątek [62] autorka oparła o wspomniane metody. Wcześniej zagadnienie to analizowała również A. Głowińska [29]. Założeniem do badań analitycznych nad równowagą dynamiczną cząsteczek wody (E) jest zmienność tej równowagi zależna od temperatury i zasolenia wód z uwzględnieniem głębokości akwenów.

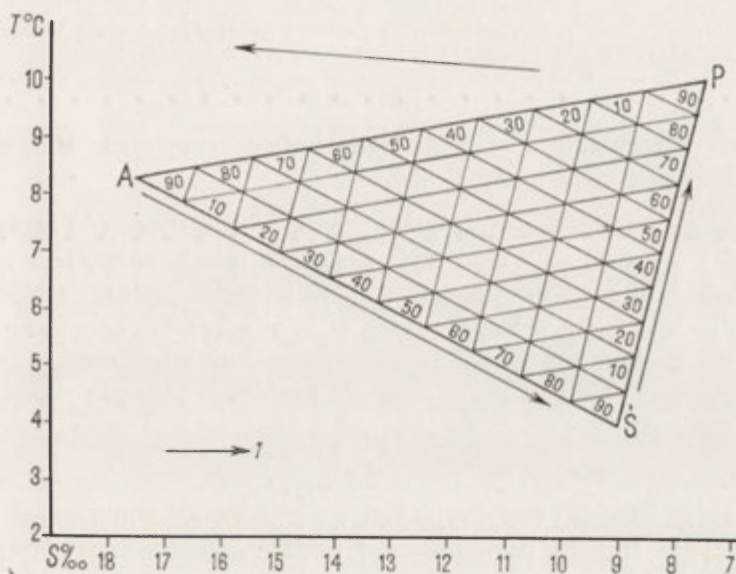
Stosując różne założenia pod wpływem zmieniającego się zasolenia i temperatury wód południowobałtyckich, W. Piątek zanotowała następujące stany dynamicznej równowagi cząsteczek:

$E > 0$ — kiedy cząsteczki wody znajdują się w równowadze stałej i dodatniej,

$E < 0$ — kiedy cząsteczki wody znajdują się w równowadze chwiejnej i ujemnej,

$E = 0$ — kiedy równowaga cząsteczek wody jest obojętna.

Diagramy TS, jakie służyły za podstawę dla wydzielenia południowo-bałtyckich mas wodnych, dają dostatecznie dobrą znajomość własności fizyczno-chemicznych wód formujących masy, aby na ich podstawie określić tendencje ruchu cząsteczek wód i całych mas. Porównanie zmian ruchu pozwala wyznaczyć stany permanentnej równowagi, jakie cechują poszczególne masy wodne. Ilustruje te tendencje ruchu diagram mieszania wód południowo-bałtyckich (ryc. 13), skonstruowany w oparciu o założenia metodyczne J. P. Jacobsena [33] znowelizowane w ostatnim czasie przez W. B. Sztokmana [85]. W tym świetle zauważamy, że wody



Ryc. 13. Diagram mieszania się wód południowo-bałtyckich dla wszystkich pór 1960 r.

T — kierunki mieszania wód, liczby od 10 do 90 — wartości procentowe wód różnego rodzaju

typu oceanicznego o największej gęstości (A) muszą przemieszczać się w kierunku wschodnim, gdzie ich gęstość maleje. Jednocześnie wody przydenne wpływają na kierunki ruchu cząsteczek w masach wód przejściowych (Ś) i powierzchniowych (P), bo są one determinowane ich malejącą gęstością ku powierzchni i muszą warunkować stany równowagi dynamicznej zawartych w nich cząsteczek wody. Analiza mas wodnych wy-

kazała ponadto istnienie dwóch oddzielnych systemów konwekcyjnego mieszania wód w masie wód powierzchniowych i przydennych. Mieszanie w masie wód przydennych jest uwarunkowane przede wszystkim procesem fizyczno-chemicznym związanym z napływem wód o większej słoności od strony cieśnin, podczas gdy mieszanie konwekcyjne w strefie powierzchniowej jest zaburzone silnymi wpływami dynamicznymi atmosfery, co doprowadza do głębokiego mieszania wód pod wpływem turbulencji. W tym stanie rzeczy staje się możliwe uogólnienie stanu dynamicznego, który wykazują oddzielne masy wodne.

Zmiany temperatury w masie wód powierzchniowych (P) są zawsze większe od zera, a ich amplituda sięga 20°C. Również zasolenie tej masy zmienia się w wartościach większych od zera, lecz o zmianach gęstości decydują wahania temperatury, a nie zmiany zasolenia. Równowaga dynamiczna cząsteczek wody warunkująca ten proces, niezależnie od okresowych zmian, będzie kształtowana przez następujący ciąg wielkości:

$$\Delta T > 0 > \Delta S > 0$$

a końcowym rezultatem tego zjawiska będzie przeważnie stan chwiejnej równowagi cząsteczek wody $E < 0$.

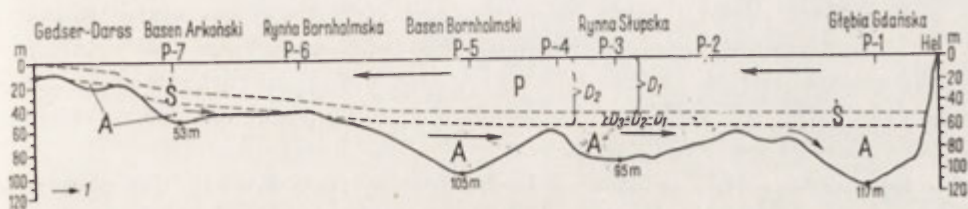
W masie wód przydennych pochodzenia oceanicznego (A) zarówno temperatura, jak i zasolenie wód wykazują dodatnie zmiany, lecz odwrotnie niż w masie wód powierzchniowych o jej gęstości decyduje zasolenie. Równowaga dynamiczna cząsteczek wody warunkująca ten proces zmienia się w stosunku do tego, co przeważa na powierzchni, i jest warunkowana innym ciągiem wielkości:

$$\Delta S > 0 > \Delta T > 0$$

Ten układ stosunków wpływających na gęstość wód może być nacechowany jedynie stanem permanentnej dodatniej równowagi dynamicznej cząsteczek wody $E > 0$.

Dwie skrajności zawarte w dwóch peryferycznych masach wód, przy znanej funkcji wód przejściowych (Ś) w mieszaniu konwekcyjnym, sugerują jednoznacznie, że stan obojętnej równowagi dynamicznej cząsteczek wody ($E = 0$) musi występować w wodach tej masy i tam następuje zmiana znaku. Stan obojętnej równowagi zapewne jest procesem bardzo krótkotrwałym, w sposób sporadyczny występuje również w pozostałych masach, lecz przeważać nad innymi może jedynie w tej ustabilizowanej pod względem fizyczno-chemicznym masie.

W takim przypadku struktury pionowe i położenie wydzielonych mas wodnych (ryc. 14) w zbiorniku południowobałtyckim są następstwem



Ryc. 14. Ogólna tendencja przemieszczeń mas wodnych południowego Bałtyku i ich średnie miąższości

P-1—P-7 — punkty pomiarowe w uwzględnionych basenach, 1 — tendencje przemieszczeń

warunków naturalnych, jakie kształtują cechy fizyczno-chemiczne tych wód. Pod ich wpływem pozostaje również ruch wód warunkowany stanami dynamicznej równowagi, którą wykazują oddzielne masy. Podział na odrębne masy wodne wystąpi zawsze w tej części morza, jeśli tylko głębokość akwenu jest dostatecznie wielka, tj. kiedy przekroczy głębokość, do jakiej sięga dynamiczny wpływ atmosfery. Zmiany hydrologiczne, jakie są następstwem stałego różnicowania się wód południobałtyckich w poszczególne masy wodne oraz ich wymiana, dają się na tej podstawie zapisać w postaci ciągłego procesu o następującym kierunku zmian: wlew wód oceanicznych do Bałtyku $\rightarrow M(A) \rightarrow M(\acute{S}) \rightarrow M(P) \rightarrow$ wypływ wód bałtyckich do oceanu.

NIEKTÓRE CECHY CHARAKTERYSTYCZNE RUCHÓW WODY

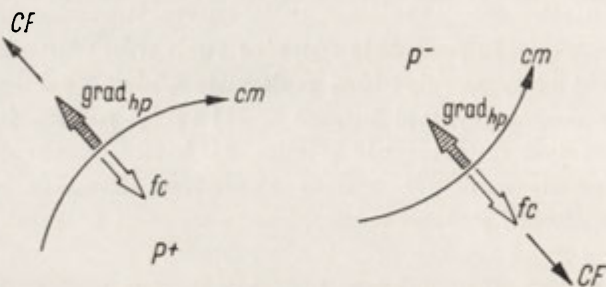
Ruchy wody w zbiorniku południobałtyckim powodowane są głównie wpływem atmosfery. W płytszych akwenach sięga on dna. Zróżnicowanie tych ruchów potęgowane jest izolacją poszczególnych basenów i nieregularną konfiguracją dna i wybrzeży zbiornika.

WPLYW RUCHÓW ATMOSFERY NA KRAŻENIE WÓD

Bliższe wyjaśnienie związków między ruchami atmosfery a krążeniem wód oceanicznych należy do osiągnięć oceanograficznych lat ostatnich. Było ono poprzedzone przez wiele obserwacji przeprowadzonych na ogromną skalę przez szereg ekspedycji oceanograficznych, wymagało sprawdzenia laboratoryjnego niektórych ważnych zagadnień. Syntezą tych ruchów zajęli się specjalnie badacze północnoamerykańscy [60, 74, 55], najszerszej rozwinął ją J. Bjerknes, a jej uogólnienie podał C. G. Rossby [68, 69]. Wyniki przedstawione przez amerykańską szkołę oceanograficzną spotkały się szybko z zainteresowaniem [1] i dzięki temu problem współzależności ruchów wody i atmosfery należy do podstawowych we współczesnych badaniach oceanograficznych.

Zależność ruchów wody od cyrkulacji atmosfery występuje również w zbiorniku południowobałtyckim, dlatego interesujące stało się pytanie — o ile związki Bałtyku z oceanem wywierają wpływ na ruchy wody bałtyckiej i czy systemy tych ruchów wykazują pewne podobieństwo z systemami cyrkulacji wód oceanicznych?

Graficzną formę zależności ruchów atmosfery i wody dla obszarów oceanicznych na półkuli północnej przedstawia rycina 15. Ruch powietrza w określonym systemie cyrkulacji powoduje ruch wody, który naśladuje system krążenia atmosfery. Przemieszczanie wody jest bowiem warunkowane działaniem siły odśrodkowej (CF) i siłą Coriolisa (fc), lecz zasad-



Ryc. 15. Krążenie wód w zależności od ciśnienia i ruchu atmosfery

niczym czynnikiem powodującym określone ruchy jest składowa pozioma gradientu ciśnienia atmosfery (grad_{hp}). Gdyby działały jedynie siła odśrodkowa i siła Coriolisa, woda na obszarze Bałtyku przemieszczałaby się pod ich wpływem w antycyklonalnym systemie ruchu o stałej zmianie kierunków prądu, odpowiadającej okresowi $t = \frac{1}{2}$ wahadła na dobę. Jednocześnie z tymi siłami działanie ciśnienia atmosfery modyfikuje ruch wody. Przy cyklonalnym systemie ruchu powietrza działanie siły odśrodkowej jest równoległe z kierunkiem działania siły Coriolisa, natomiast siłą przeciwną jest odśrodkowo wzrastające ciśnienie atmosfery. W antycyklonalnym systemie ruchu atmosfery na kierunek ruchu wód działa odśrodkowo malejące ciśnienie, podczas gdy siła odśrodkowa działa rozbieżnie z siłą Coriolisa.

Powyższe podstawy metodyczne, opracowane w oparciu o liczne obserwacje ruchów wody w oceanie, stanowiły również podstawę dla obserwacji bałtyckich. Przy przyjęciu jedności i powszechności działania wszystkich praw fizycznych, można się było spodziewać identycznych zmian w ruchach wody bałtyckiej, jakie obserwuje się w ruchach wód oceanicznych. Identyfikacja taka powinna szczególnie wyraźnie występować w tych okresach, kiedy zbiornik południowobałtycki objęty jest wpływem dobrze wyrażonego układu krążenia atmosfery.

W badaniach początkowych dokonywano paralelizacji jedynie w odniesieniu do systemu ruchu i zmian temperatury wody, a po ich pełnym

potwierdzeniu obserwacje rozszerzono jeszcze na analizy zasolenia i gęstości wód oraz wahania poziomu morza [13]. Można się było spodziewać, że równoległe do malejącego ciśnienia atmosfery poziom morza powinien się podnosić, a spadać powinno zasolenie. W chwilach kiedy ciśnienie wzrasta, proces powinien przebiegać odwrotnie. Założenia te potwierdziły się w całej rozciągłości, wykazując zależność zmian hydrologicznych od położenia centrum wyżu lub niżu, kierunku ich ruchu nad obszarem Bałtyku, przy czym otrzymano synchroniczne zmiany w każdym układzie. Wybierano do analizy jedynie te układy, których centra przemieszczały się nad Bałtykiem; wybrzeża południowobałtyckie były wówczas peryferiami. Badania oparto o obserwacje hydrometeorologiczne wykonane w okresach ekspedycji oraz zebrane przez stałą sieć stacji obserwacyjnych położonych na polskim wybrzeżu.

ZMIANY FIZYCZNO-CHEMICZNE WÓD POWODOWANE ICH RUCHEM

Konsekwencją zależności krążenia wód od typu cyrkulacji atmosfery jest regularna zmiana niektórych parametrów hydrologicznych. Badania oceaniczne wykazały regularną zmianę kierunku ruchu wody i jej temperatury na powierzchni (ryc. 16). W badaniach bałtyckich uzyskano potwierdzenie tych zmian i jednocześnie stwierdzono, że niewielki zbiornik



Ryc. 16. Różnicowanie się temperatury wody powierzchniowej pod wpływem ciśnienia atmosferycznego

i płytkie jego akweny reagują jeszcze zmianą poziomu morza, wahaniami zasolenia wód, a zatem i zmianą gęstości. Typowym przykładem zmian fizyczno-chemicznych, jakie następują w wodzie pod wpływem różnej cyrkulacji, są obserwacje wykonane w latach 1959 i 1960, o które oparto badania nad gęstością wód.

Gęstość wód badano w oparciu o dwie serie obserwacji zamykające okresy z jednym systemem cyrkulacji atmosfery. Wybrano sześć przypadków, po trzy z każdego układu krążenia, z dwu różnych akwenów. Wykluczono z analizy warstwę wód powierzchniowych do głębokości 20 m,

Tabela 8

Zmiany gęstości wód w zależności od rodzaju cyrkulacji atmosfery

Rodzaj cyrkulacji	Punkt obserwacyjny	Data i godzina pomiaru	σ_t		
			$\Delta + \sigma_t (h_1 - h_2)$	$\Delta - \sigma_t (h_1 - h_2)$	$\Delta \sigma_t \pm \frac{\Delta \sigma_t}{\Delta \sigma_t} D_m$
Cyklonalna	P-1	9 VI 1960 h 17,00	0,36	0,74	-0,38
		10 VI 1960 h 15,00			
	P-1	8 XI 1960 h 18,00	0,08	2,45	-2,37
		9 XI 1960 h 15,00			
P-5	9 VIII 1960 h 23,25	0,91	0,54	+0,37	
	11 VIII 1960 h 14,00				
Suma			1,35	3,73	-2,38
Antycyklonalna	P-1	4 VIII 1960 h 6,35	1,45	1,79	-0,34
		5 VIII 1960 h 23,00			
	P-1	2 XII 1959 h 21,00	0,52	2,67	-2,15
		3 XII 1959 h 14,00			
P-5	12 VIII 1960 h 10,00	5,26	—	+5,26	
	13 VIII 1960 h 00,00				
Suma			7,23	4,46	+2,77

D_m — termoklina o miąższości 60 m, której powierzchnia $D_a = 20$ m, a podstawa $D_b = 80$ m

która zawiera największą ilość wód o najmniejszym zasoleniu, wychodząc z założenia, iż w okresie pomiarów powierzchniowe mieszanie nie mogło przekraczać tej głębokości. Również nie brano pod uwagę stagnujących wód przydennych poniżej głębokości 80 m. Otrzymana warstwa wody 60 m miąższości zawierała wszystkie rodzaje wód typowych dla obszarów południowo bałtyckich. Analiza wykazała, że gęstość wód wzrasta szybciej w warunkach antycyklonalnej cyrkulacji atmosfery, jednak — ze względu na bliższe sąsiedztwo oceanu — szybciej to następuje w Basenie Bornholmskim (P-5) aniżeli w Głębi Gdańskiej (P-1). Zmiana gęstości wód jest w tym przypadku wykładnikiem zmieniającej się temperatury i zasolenia wód w zależności od uwzględnionych typów cyrkulacji atmosfery. Dalsze obserwacje zmian poziomu morza wykazują taki sam synchroniczny związek i ich omówienie znajduje się po analizie falowego charakteru zmian, jakim nacechowany jest proces współzależności ruchów atmosfery i wody.

Synchroniczne zmiany poszczególnych elementów hydrologicznych, spowodowane przez jeden z zasadniczych typów cyrkulacji atmosfery, a rozpatrywane przy pomocy metod stosowanych w badaniach oceanicz-

nych, dają zależność hiperboliczną, jeśli dotyczą tylko jednego układu, przy czym szczyt zostaje wyznaczony przez centrum układu. Jeśli graniczą ze sobą dwa układy skrajne, wówczas otrzymujemy parametry zmian hydrologicznych o falowym charakterze, których sinusoidalne krzywe wyznaczają wierzchołkami dwa różne ośrodki krążenia wody bałtyckiej (tab. 9).

Znak dodatni w tabeli 9 symbolizuje wzrost parametru, znak ujemny zmniejszanie wartości cechy hydrologicznej parametru uwzględnionego w rozkładzie. Warunki zmian hydrologicznych parametrów w wodach przybrzeżnych zostały oparte o bezpośrednie obserwacje w naturze, podczas gdy zmiany w centrum układu są ich logicznym następstwem, już wcześniej ujawnionym w badaniach oceanicznych.

Tabela 9

Zmiany hydrologiczne powodowane różnym układem krążenia

Rodzaj cyrkulacji atmosfery	Tendencja zmieniającego się ciśnienia	Zmiany parametrów hydrologicznych					Gęstość wody w warstwie $D_m = 60$ m
		wody przybrzeżne			Na powierzchni w centrum układu		
		Poziom morza 00 NN	$T^{\circ}\text{C}$	$S^{\circ}/_{\text{oo}}$	$T^{\circ}\text{C}$	$S^{\circ}/_{\text{oo}}$	
Cyklonalny	→ do maksimum	+	+	-	-	+	-
	→ do minimum	-	-	+	+	-	-
Antycyklonalny	→ do maksimum	-	-	+	+	-	+
	→ do minimum	+	+	-	-	+	+

D_m – termoklina o miąższości 60 m, której powierzchnia $D_a = 20$ m, a podstawa $D_b = 80$ m

FALOWY CHARAKTER ZMIAN HYDROLOGICZNYCH

Badania nad falowym charakterem zmian hydrologicznych przeprowadzono podczas ekspedycji badawczych, a materiały statystyczne dotyczące tych zmian na wybrzeżu zaczerpnięto z notowań hydrometeorologicznych stacji nadbrzeżnych. Wyróżnione okresy cyrkulacji badano analitycznie, określano ich cechy charakterystyczne w oparciu o obserwacje w naturze i konfrontacje z mapami synoptycznymi.

Przedstawia się niżej trzy wybrane z około 30 przypadków. Dwa pierwsze ilustrują zmiany hydrologiczne w Rozewiu (tab. 10 i 11), trzeci uwzględnia falowy charakter zmian hydrologicznych na całym polskim wybrzeżu (tab. 12). Wybrane przypadki charakteryzują jedynie okresy

zmian hydrologicznych, typowe dla wyraźniejszych systemów cyrkulacji atmosfery. Ograniczenie prezentowanych materiałów pozostaje bez wpływu na charakterystykę zmian falowych, bo te powtarzają się nadzwyczaj regularnie.

Zmiany hydrologiczne przedstawione w tabeli 10 charakteryzują przypadek, kiedy ośrodek niskiego ciśnienia, znajdujący się na północ od Rozewia i przemieszczający się z zachodo-południo-zachodu ku wschodo-północno-wschodowi, zmieniał układ antycyklonalny. Zgodnie z opisanymi prawidłami w tabeli 9 przejście cyklonu przez obszar południowobałtycki szybko podnosiło poziom morza na wybrzeżu do 97 cm powyżej stanu średniego. Szybkie wiatry południowo-zachodnie napędziły w stronę Rozewia wody powierzchniowe akwenów zachodnich o większym zasoleniu, co spowodowało zwiększenie zasolenia wód powierzchniowych w Rozewiu

Tabela 10

Ciśnienie atmosferyczne a zmiany hydrologiczne w Rozewiu

Badane elementy	Data i godziny (h) pomiaru								
	16 I 1959			17 I 1959			18 I 1959		
	7,00	13,00	19,00	7,00	13,00	19,00	7,00	13,00	19,00
Ciśnienie (p) w mb	995	990	986	969	964	968	980	980	983
Prędkość wiatru (V) w m/sek	SE-9	S-3	SW-3	S-7	SW-6	NW-20	SW-20	SW-14	SSW-9
Poziom morza w cm 00 NN = \pm 500 cm	-6	-6	-2	+19	+42	+97	+9	+12	+13
Temperatura wody (T) w $^{\circ}$ C	—	0,0	—	—	0,5	—	—	0,3	—
Zasolenie wody (S) w ‰	—	7,65	—	—	7,74	—	—	8,01	—

Tabela 11

Antycyklonalne zmiany hydrologiczne w Rozewiu

Badane elementy	Data i godzina (h) pomiaru								
	21 I 1955			22 I 1955			23 I 1955		
	7,00	13,00	19,00	7,00	13,00	19,00	7,00	13,00	19,00
Ciśnienie (p) w mb	992	989	992	997	986	992	1013	1011	1010
Prędkość wiatru (V) w m/sek	SW-14	SW-20	SW-20	SW-10	W-20	NW-20	WNW-17	WNW-12	S-2
Poziom morza w cm 00 NN = \pm > 500 cm	+19	+12	+38	+11	+43	+62	+48	+28	+23
Temperatura wody (T) w $^{\circ}$ C	—	2,5	—	—	2,3	—	—	2,2	—
Zasolenie (S) w ‰	—	7,6	—	—	7,6	—	—	8,6	—

Tabela 12

Współzależność zmian hydrometeorologicznych na polskim wybrzeżu w 1960 r.

Miejsce i rodzaj obserwacji		9 VIII	10 VIII	11 VIII	12 VIII	13 VIII	14 VIII	15 VIII
Hel	Ciśnienie w mb	1006	1008	1020	1001	999	995	990
	± 00 NN w cm	+1	-3	-11	-6	+1	+10	+11
	Temperatura wody w °C	19,0	18,3	17,8	17,9	18,0	18,1	17,2
Władysławowo	Ciśnienie w mb	1006	1009	1020	1000	999	995	988
	± 00 NN w cm	0	-5	-10	-10	-2	+10	+10
	Temperatura wody w °C	17,8	18,3	18,1	18,2	18,3	18,0	17,0
Ustka	Ciśnienie w mb	1008	1011	1018	1000	1000	992	988
	± 00 NN w cm	+2	-3	-9	-7	0	+14	+8
	Temperatura wody w °C	18,3	17,3	18,2	18,2	18,3	17,5	17,0
Kołobrzeg	Ciśnienie w mb	1008	1012	1019	1000	1001	993	990
	± 00 NN w cm	+5	0	-3	0	+10	+20	+10
	Temperatura wody w °C	20,0	19,1	18,8	19,0	18,2	17,7	19,1
	Zasolenie wody w ‰	7,76	7,56	7,59	7,61	7,43	6,64	7,07
Międzyzdroje	Ciśnienie w mb	1010	1015	1020	998	1004	995	939
	± 00 NN w cm	+1	-9	-16	-12	-10	-3	+8
	Temperatura wody w °C	19,1	18,9	18,8	18,6	17,7	17,8	18,5

o około 0,5‰. Stan ten zmienił się zgodnie z opisanymi prawidłami dopiero po depresyjnej kulminacji dnia 21 I 1955, kiedy zasolenie spadło do wartości 7,6‰. W tym czasie masa wód powierzchniowych miała prawie wyrównaną niską temperaturę, lecz na przejście cyklonu reagowała prawidłową zwyżką o 0,5°C. Przedłużeniem tych zmian był okres, w którym tenże układ cyklonalny ponownie został zastąpiony przez cyrkulację antycyklonalną.

Niskie ciśnienie, jakie panowało do dnia 22 stycznia, zaczęło szybko wzrastać, poziom morza reagował więc regularnym spadkiem z maksimum

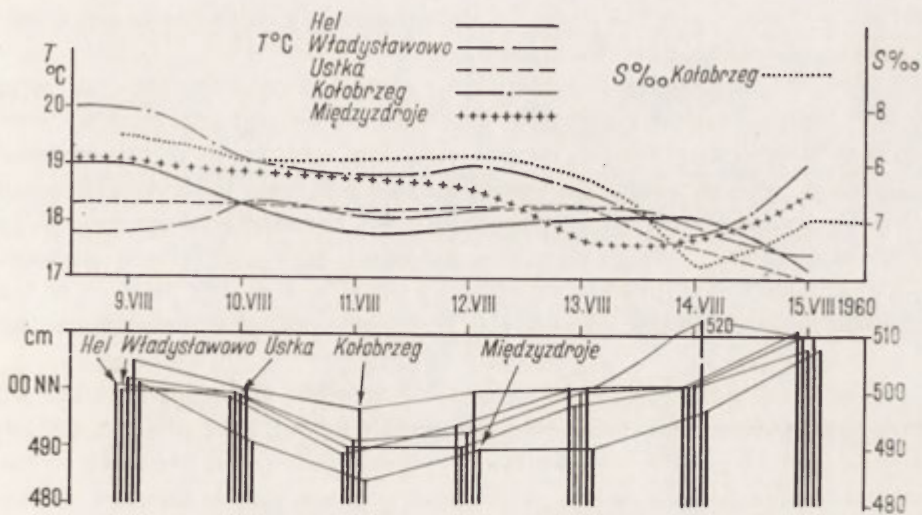
+62 do +23 cm w dniu 23 stycznia. Podwyższony poziom morza (+00 NN) związany był z początkową fazą działania antycyklonu i w chwili, kiedy cały zbiornik znajdował się pod jego wpływem, spadł poniżej 00 NN. Wiatry zachodnie w okresie panującej sytuacji cyklonalnej podwyższyły temperaturę wód powierzchniowych do 2,5°C, jednak z chwilą kiedy zmieniał się system ich krążenia, temperatura spadała, a zasolenie natychmiast wzrosło z 7,6 do 8,6‰. Nie sposób jeszcze w tej chwili rozstrzygnąć, czy opóźniona reakcja poszczególnych procesów o około 6 godzin, w stosunku do zmiany ciśnienia trwała tak długo. Bardziej prawdopodobne jest, że wiąże się to z interwałami czasu między notowaniami, a ponieważ obserwacje wykonywano w odstępach sześciogodzinnych, odpowiednie zmiany występowały wcześniej, lecz nie zostały zarejestrowane. Nie zmieni to jednak w zasadzie prawidłowości związków wpływających na zmiany parametrów.

Obserwacje wykonane w 1960 r. dotyczyły już szeregu punktów rozrzuconych na polskim wybrzeżu i miały na celu ukazanie synchronicznych następstw hydrologicznych stosownie do zmieniającego się ciśnienia atmosfery. Podobnie jak w przypadkach przytoczonych wyżej, uwzględniono tu ciśnienie atmosfery, poziom morza (00 NN), temperaturę (T) i zasolenie (S) wody (tab. 12).

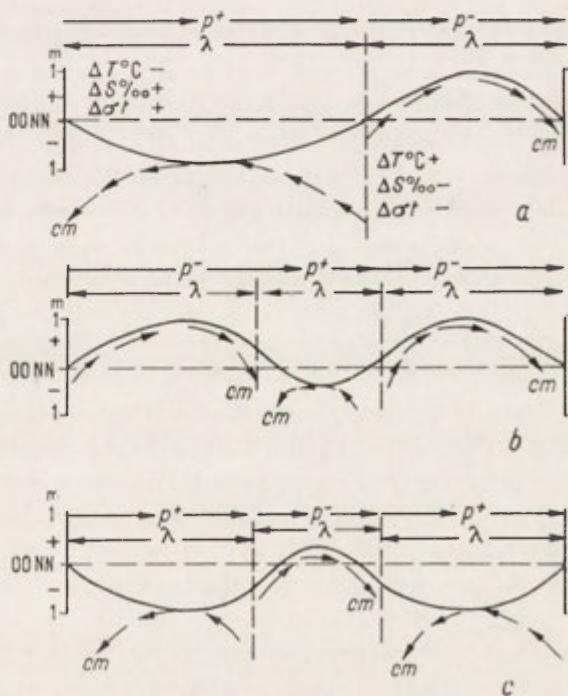
Ten okres obserwacji ilustruje stan, w którym antycyklonalna cyrkulacja atmosfery spowodowała: 1) obniżenie poziomu morza poniżej stanu średniego (00 NN), 2) spadek temperatury wód przybrzeżnych i 3) wzrost ich zasolenia. Z chwilą kiedy obszar południowo bałtycki zaczynał podlegać wpływom obniżającego się ciśnienia, następowało falowe odwrócenie zmian hydrologicznych (ryc. 17), poziom morza podnosił się jednocześnie ze spadkiem zasolenia i wzrostem temperatury.

Zmienność parametrów hydrologicznych przedstawiona w tabeli 9 ukazuje ich zależność od systemu cyrkulacji atmosfery, a przedstawione przykłady tej zmienności oparte o obserwację w naturze dają podstawy do sprecyzowania falowego charakteru zjawiska. W oparciu o analizy synoptyczne można wyznaczyć kulminacje odpowiednich systemów cyrkulacji atmosfery, które wiernie oddadzą fazowe zmiany parametrów hydrologicznych przedstawione wyżej.

Uogólnienie teoretyczne wyników przedstawia rycina 18, która przedstawia typy falowych zmian hydrologicznych. Największe zmiany hydrologiczne będą występowały w warunkach, kiedy nad terenem obserwacji zmieniać się będą dwa skrajne układy (ryc. 18a). Falowe zmiany (λ) osiągną wtedy swoją najwyższą amplitudę. Naprzemianległość dwóch układów niskiego ciśnienia, przegrodzonych wałem ciśnienia podwyższonego (ryc. 18b) wywoła mniejsze zmiany hydrologiczne i podobnie mniejsze



Ryc. 17. Faleowy charakter zmian hydrologicznych na polskim wybrzeżu w dniach 9—15 VIII 1960 r.



Ryc. 18. Przykłady falowych zmian hydrologicznych warunkowanych różnym typem cyrkulacji atmosferycznej

λ — zasięg falowych zmian powstających w jednym układzie krążenia

zmiany pojawią się w okresach, kiedy dwa układy podwyższonego ciśnienia rozdzielać będzie zatoka niżowa.

Sporządzone modele uwzględniają jedynie te zmiany, które są związane z podstawowymi systemami krążenia atmosfery. Ich wartość wiąże się z możliwością prognostycznego określenia zjawisk, w szczególności wahań poziomu morza, zmian temperatury i zasolenia wód. Analiza szczegółów konstrukcyjnych przedstawionych na modelach informuje, że w przypadkach wysokiego ciśnienia atmosfery powierzchniowe cząsteczki wody płyną od centrum ku peryferiom układu, a na ich miejsce w tym czasie podpływają cząsteczki warstw głębszych. W cyklonie ruch jest odwrotny.

W wodach bałtyckich zasolenie rośnie w głąb, dlatego cząsteczki wędrujące ku powierzchni mają większą gęstość od tej, jaką miały cząsteczki odpływające ku peryferiom, i z tym zjawiskiem wiąże się szybszy wzrost gęstości wód w systemie antycyklonalnym, co ilustrowała tabela 8. Zjawisko to przebiega odwrotnie w systemie cyklonalnym, kiedy depresja powoduje zbieżny ruch na powierzchni wody. Gęstość cząsteczek wody na powierzchni jest wtedy najmniejsza, większa koncentracja cząstek w centrum opóźnia proces wyrównywania gęstości wód w pionie, dlatego, jak widzieliśmy (tab. 8), wolniej wzrastała ich gęstość w warstwie D_m . Konsekwencją tych ruchów cząsteczek wody, wywołanych wzmiankowanymi systemami krążenia, są wyróżnione zmiany zasolenia i temperatury wód oraz wahania poziomu morza.

Przedstawione zjawisko i jego następstwa są jeszcze jednym potwierdzeniem wspólnoty zjawisk fizycznych zachodzących w środowisku wodnym pod wpływem ciśnienia atmosfery. Podczas badań oceanicznych H. Munk [56, 57] zauważył synchronicznie zmieniające się ruchy wody, wywołane zmieniającym się ciśnieniem atmosferycznym. Zmiany te nazwał „pojedynczą falą” (solitary wave), lecz nie wiązał z tym faktem tak daleko idących konsekwencji, jakie ujawniono w ruchach i zmianach własności fizyczno-chemicznych wód południowobałtyckich.

TURBULENCYJNE RUCHY WÓD POWIERZCHNIOWYCH

Zmiany hydrologiczne spowodowane różnym typem cyrkulacji atmosfery nie są ograniczone do synchronicznych wahań temperatury, zasolenia, gęstości wody oraz zmian poziomu morza. Dalszym ich następstwem jest turbulencyjne mieszanie wód powierzchniowych, wywołane wiatrem, a pod jego wpływem falowaniem wody. Turbulencja wpływa na silniejsze przemieszanie wód powierzchniowych w pionie, a w płytszych akwenach południowobałtyckich sięga ich dna.

Masy wód południowobałtyckich mają pewne stałe miąższości, a ich zmiany następują również pod wpływem dynamicznego działania atmo-

sferę (τ), tego samego czynnika, który wzbudza ruchy turbulencyjne w wodzie. Nie upraszczając zagadnienia można przyjąć, że strefa głębokościowa, do jakiej sięga podstawa bałtyckich wód powierzchniowych (D_1), musi być związana z wpływami turbulencji. Sugestią w tym względzie jest wielkość bałtyckiego falowania. Falowanie w morzu wykazuje wyraźny związek z niewielkimi głębokościami akwenów, a w konsekwencji nie jest ono rozwijane w pełni, tak jak to następuje w wodach oceanicznych. Charakterystykę falowania bałtyckiego opracowali H. Bruns i W. Kayser [18] wykazując jego cechy szczególne (tab. 13).

Tabela 13

Cechy charakterystyczne falowania bałtyckiego

Elementy falowania	Wymiary fal bałtyckich							
	2	3	4	5	6	7	8	9
Stan morza								
Srednia wysokość H m	0,5	0,8	1,2	1,6	2,1	2,7	3,5	4,3
Srednia długość L m	10	17	25	35	45	55	65	75
Sredni okres t sek	8,7	8,1	8,4	8,5	9,0	8,5	9,4	10,1

Tabela 13 wykazuje nieproporcjonalny rozwój falowania w odniesieniu do charakterystycznych stanów morza. Nieregularności powiększają się, kiedy falowanie przekracza średnie stany morza (7). Jest ono wtedy nacechowane krótszym okresem (t) i mniejszą długością fali (L) w stosunku do jej wysokości (H). W tym czasie stosunek L/H zmniejsza się, a ponieważ te stany morza są najczęstsze [10] w okresach zimowych, nie pozostają bez wpływu na głębokość mieszania wód, która jest wówczas większa.

Mieszanie się wód wywołane falowaniem nie jest dotychczas w pełni wyjaśnione, ponadto różny bywa pogląd na to zagadnienie [19, 21, 30, 49, 60, 69, 74, 76, 77, 78, 90]. Dla przedstawienia tego problemu wykorzystano empiryczne rezultaty, jakie otrzymali badacze radzieccy podczas obserwacji na Morzu Karskim [21, 76, 78, 90]. (Tab. 14).

Tabela 14

Ruchy turbulencyjne w wodzie morskiej

Głębokość m	Współczynniki turbulencji otrzymane przy różnych prędkościach wiatru $A \tau$ cm^{-1}		
	5 m/sec	10 m/sec	14 m/sec
0	39,2	161,2	146,6
5	3,1	39,7	165,4
10	0,2	9,8	60,4

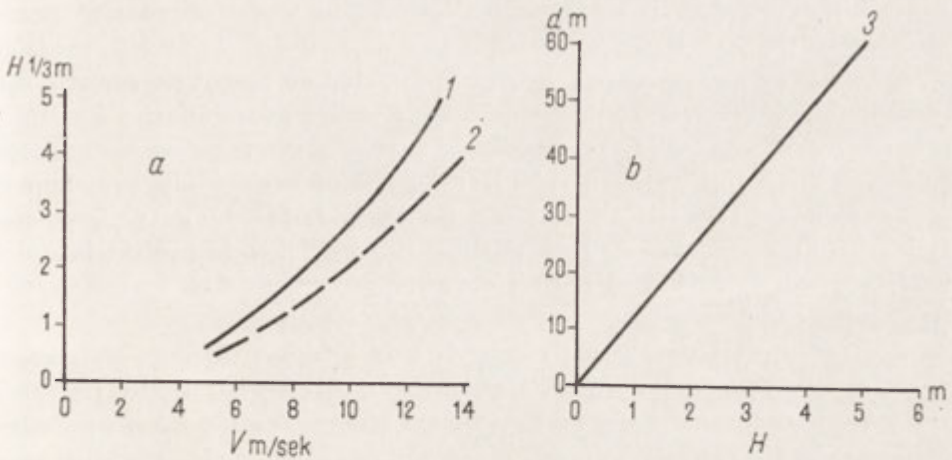
$A\tau$ — współczynnik turbulencji wywołany stresem atmosfery

g — prędkość grawitacyjna cząsteczek wody

Doświadczenia wykazują, że ruchy cząsteczek wody mają wyraźny związek z dynamicznymi własnościami atmosfery (τ) i są proporcjonalne do prędkości wiatru i głębokości. Obserwacje badaczy radzieckich zakończone na głębokości 10 m nie uwzględniają ponadto krańcowych głębokości, do jakich sięgać może turbulencja. Należy zakładać, że sięga ona znacznie głębiej, szczególnie w tych przypadkach, kiedy prędkość wiatru przekroczy 14 m/sek, a takie są dość częste w warunkach bałtyckich. Pewną wskazówką, do jakiej głębokości może sięgać turbulencja w tych warunkach, jest miąższość poszczególnych mas wody.

Bałtycka masa wód powierzchniowych (P), będąca mieszaniną wód rzecznych i oceanicznych, charakteryzuje się prawie jednostajną gęstością od powierzchni do podstawy. Wyrównywanie gęstości w środowisku o niejednakowej słoności wód może następować jedynie w procesie intensywnego mieszania obejmującego całą masę, w przeciwnym razie najmniejsza gęstość wystąpi na powierzchni wzrastając sukcesywnie do dna. Podstawa wód powierzchniowych jest formowana wpływem średnich dynamicznych własności atmosfery i one wpływają na wyrównaną gęstość tej masy w warstwie oznaczonej jako D_1 . Jeśli więc przyjąć, że wielkość τ jest wykładnikiem wpływu atmosfery, to wówczas podstawa masy wód powierzchniowych jest średnią głębokością, do jakiej sięgają te wpływy w roku. Dowodem na w ten sposób przedstawiony wpływ atmosfery jest: 1) brak stratyfikacji wód w warstwie powierzchniowej, 2) wyrównane własności fizyczno-chemiczne wód w masie powierzchniowej (P).

Potwierdzenie wniosku o głębokości mieszania wód powierzchniowych odnajdujemy w obserwacjach oceanicznych (ryc. 19). Doświadczenia wykonane przez H. U. Sverdrupa [75] i H. Munka [56, 57] oraz J. Lumby'ego uwzględniają wielkości falowania wywołane pewną prędkością wiatru. Jeśli przenieść wielkości fal na wykres głębokości mieszania łatwo zauważymy, że otrzymane wskaźniki odpowiadają głębokości turbulencyjnego mieszania, jakie spotykamy na Bałtyku. Na tej podstawie można stwierdzić, że stosunki fizyczno-chemiczne bałtyckiej masy wód powierzchniowych są kształtowane ściśle określoną wielkością falowania, od którego z kolei zależy ich mieszanie. Związek wpływu atmosferycznego stressu z głębokością mieszania jest wyraźniejszy, kiedy w dodatku uwzględnimy zmienione proporcje falowania, jakie występują na Bałtyku (ryc. 19a). Po przyjęciu tej poprawki i odniesieniu wartości fali na głębokość mieszania (ryc. 19b) zauważymy, że otrzymane wskaźniki głębokości ściśle odpowiadają średniej miąższości masy wód powierzchniowych, a falowanie maksymalne wyznacza podstawę tej masy (D_1). To stwierdzenie ma istotne znaczenie dla przedstawienia dokładniejszej charakterystyki liniowych ruchów wody powierzchniowej wywołanych wiatrem, lecz nie związanych z falowaniem.



Ryc. 19. Stosunki zależności między prędkością wiatru, falowaniem i głębokością mieszania wód powierzchniowych

1 — według Sverdrupa - Munka (1942), gdzie $H/3 = 2667 \cdot 10^{-3} \sqrt{V^2}$, 2 — według autora dla Bałtyku (1965), 3 — według Lumby'ego (1955)

ZMIENNOŚĆ SYSTEMU PRĄDÓW POD WPŁYWEM UKŁADÓW KRAŻENIA

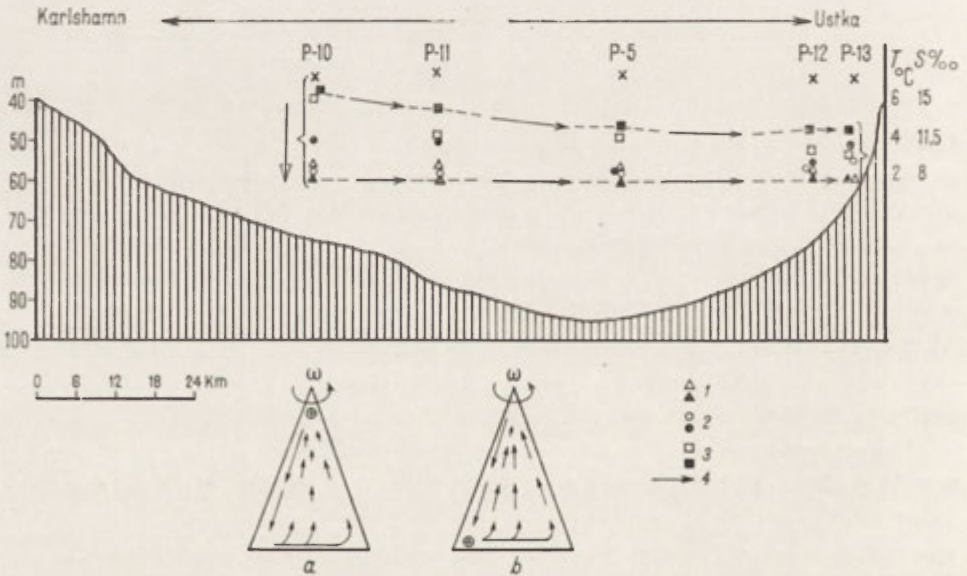
Równoległe z ruchem turbulencyjnym następuje liniowe przemieszczanie wody dające początek prądom. Próbę J. Karwowskiego [38], polegającą na wyjaśnieniu ruchu postępowego wody jedynie zjawiskami związanymi z falowaniem, należy uznać za śmiałą, lecz nie tłumaczy ona w pełni zjawiska prądów bałtyckich. W zakresie hydrodynamicznych własności wód przybrzeżnych panuje znaczna rozbieżność poglądów związana z różnym podejściem metodycznym do badanego zagadnienia [22, 34, 35, 43, 54, 77]. Wydaje się jednak zbytnim uproszczeniem dokonywanie prób wyjaśnienia ruchu wody za pomocą badań jednego lub nawet dwu procesów hydrologicznych, w tym przypadku wiatru i falowania.

Prawa wiatrowych prądów w morzu sprecyzowane przez V. Ekmana [26] przed pół wiekiem do dziś nie straciły aktualności. Zastrzeżenie, jakie należy uczynić, związane jest ze zróżnicowaniem się fizyczno-chemicznych własności wód. Na fakt ten zwrócił uwagę w ostatnim czasie B. Saint Guily [70] stwierdzając, że kiedy wody są niejednorodne, prawo Ekmana nie funkcjonuje w pełni, bo sprecyzowano je dla wód względnie homogenicznych. Zagadnienie nabiera szczególnego znaczenia w warunkach bałtyckich, gdzie wody są znacznie zróżnicowane, co nie może pozostawać bez wpływu na ich ruchy.

Ruchy wód bałtyckich w poziomach od powierzchni do dna dają pionowe struktury prądów, które naśladują spiralę Ekmana. Zjawiska tego nie można utożsamiać z klasyczną spiralą, ponieważ o ile ruch wód po-

wierzchniowych jest powodowany wiatrem, to wody przydenne przemieszczają się pod wpływem różnic swojej gęstości. Jeśli ten rozdział wpływów przy wiatrach silnych w pewnym stopniu nawet się zaciera, nie zmienia to struktur fizyczno-chemicznych wód i geostroficzne kierunki prądów występują zwykle na głębokości zajętej przez warstwę wód przejściowych (D_3). Powodowany różnicami gęstości ruch wody przydennej jest skierowany zawsze od zachodu na wschód. Można go wykryć nie tylko pomiarami prądów, lecz analizą fizyczno-chemicznych właściwości wód, na podstawie której można określić geopotencjalne ich właściwości (ryc. 20).

Zestawienie temperatury i zasolenia wód z trzech różnych głębokości w szeregu punktów pomiarowych, położonych na głównej drodze przepływu wód typu oceanicznego do Basenu Bornholmskiego, pozwala prześledzić zmiany fizyczno-chemiczne, które wpływają na ruchy wody w różnych objętościowo warstwach wody. Ruch wody spowodowany różnicami gęstości typowy dla strefy przydennej nie zaznacza się jeszcze na głę-



Ryc. 20. Ruchy wody powodowane ich różną gęstością i mieszania się wód niejednorodnych na przykładzie pomiarów wykonanych w Basenie Bornholmskim w 1960 r.

1 — temperatura i zasolenie wód na głębokości 40 m, 2 — temperatura i zasolenie wód na głębokości 50 m, 3 — temperatura i zasolenie wód na głębokości 60 m, 4 — kierunki prądów

a — model mieszania się wód niejednorodnych przy powierzchniowym dopływie wód o większej gęstości

b — model mieszania się wód niejednorodnych przy wgłębnym dopływie wód o większej gęstości

bokości 40 m, dopiero jest dostrzegalny w strefie 50-metrowej, a najintensywniej występuje na 60 m głębokości. Analiza ruchu obejmuje strefę głębokościową z trzema rodzajami wód, można więc przyjąć identyczny ruch wody w strefie przydennej do tego, jaki występuje w warstwie 60-metrowej (tab. 15).

Tabela 15

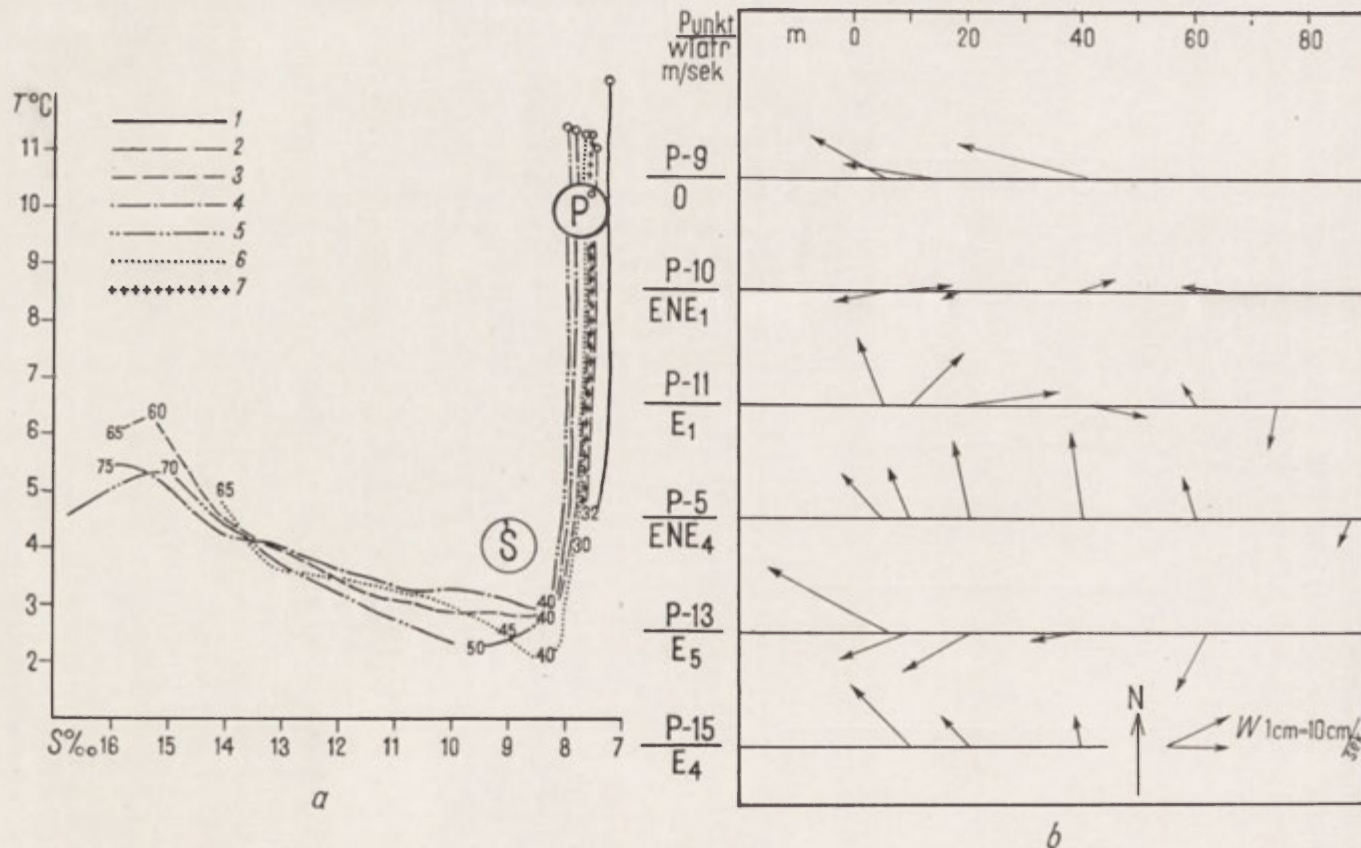
Temperatura i zasolenie wody w Basenie Bornholmskim dnia 3 VI 1960

Głębokość i rodzaj pomiaru m	P-10	P-11	P-5	P-12	P-13
40 $T^{\circ}\text{C}$	2,95	2,84	2,80	2,59	2,12
$S^{\circ}/\text{‰}$	8,21	8,24	8,26	8,28	8,26
50 $T^{\circ}\text{C}$	3,17	3,41	2,28	2,84	3,28
$S^{\circ}/\text{‰}$	11,58	11,33	9,45	10,25	11,13
60 $T^{\circ}\text{C}$	6,14	4,19	4,14	3,73	3,59
$S^{\circ}/\text{‰}$	15,25	14,16	13,50	13,35	13,19

Wyniki badań laboratoryjnych dotyczące procesu mieszania wód o niejednakowej gęstości wykazują mechanikę ruchów wody (ryc. 20a i b), przy dwóch różnych systemach zasilania wody o większej gęstości. Tendencja ruchu pozostaje ta sama, lecz model na rycinie 20b oddaje dokładnie przebieg procesu w Basenie Bornholmskim, jaki przedstawiony jest na rycinie 20. Jednocześnie obserwacje przeprowadzone w basenie potwierdzają znany już z poprzednich rozważań podział wód (ryc. 21a). Analiza ruchów tych wód wykazuje ich zgodność z fizyczno-chemicznym podziałem, a nie zależnie od zakresu obserwacji otrzymujemy tendencje ruchu zgodne z danymi w tabeli 15 (ryc. 21b).

Ruch wody przedstawiony na podstawie bezpośrednich obserwacji zawarty w diagramie prądów (ryc. 21b) jest dalszym tego potwierdzeniem. Woda powierzchniowa była przemieszczana zgodnie z kierunkiem wiatru, natomiast w strefie przydennej kierunki prądów nawiązywały do stosunków przedstawionych na rycinie 20. Rozdział kierunków przemieszczania następuje na głębokości zajętej przez wody przejściowe (\bar{S}), lecz trudno w tym przypadku pionowe rozkłady prądów uznać za spiralę Ekmana, ponieważ przyczyną ich powstania jest nie tylko kierunek wiatrów, ale i gęstość wód.

Badania nad przypadkami dotyczącymi pionowego rozkładu prądów wykazują, że antycyklonalne układy krążenia pod wpływem wiatrów



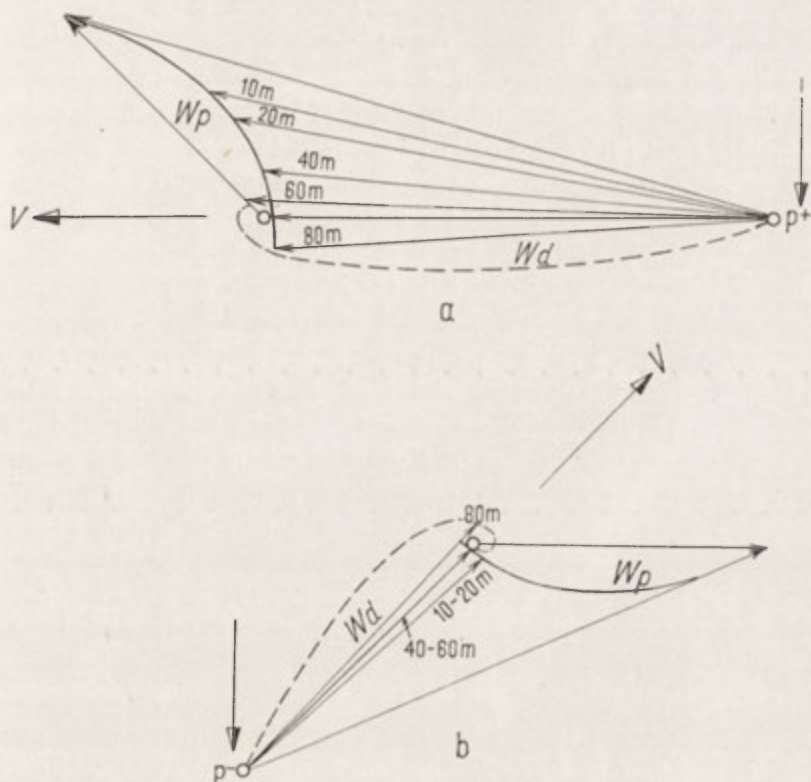
Rys. 21. Własności fizyczno-chemiczne i ruchy wód w profilu Karlshamn — Ustka

a — diagram TS dla wód Basenu Bornholmskiego za okres 3—5 VI 1960 r.

1 — P—1 3 VI h 19³⁵, 2 — P—9 3 VI h 22³⁵, 3 — P—10 4 VI h 7³⁵, 4 — P—11 4 VI h 10⁴⁵, 5 — P—5 4 VI h 14¹⁵, 6 — P—13 4 VI h 19³⁵, 7 — P—15 5 VI h 0⁴⁵, liczby od 30 do 75 — głębokości pobranych próbek wody

b — kierunki i prędkości prądów w zależności od głębokości i położenia akwenów w basenie

wschodnich, jakie zwykle obejmują większy obszar kontynentu, dają lepiej wykształconą pseudospiralę Ekmana, bo kierunki powierzchniowe prądów znajdują się w opozycji do przemieszczanych wód przydennych pod wpływem różnic gęstości (ryc. 22a). Cyklonalne systemy cyrkulacji, dając wiatry o kierunkach równoległych do przydennego przemieszczania



Ryc. 22. Pionowy rozkład kierunków prądów w zależności od różnych układów krążenia atmosfery

a — w układzie antycyklonalnym (4 VI 1960 P-5 h 14^{is}), b — w układzie cyklonalnym, 10 — 80 — kierunki prądów na oznaczonej głębokości w m (22 II 1960 P-5 h 2⁹⁰)

się wód, powodują nieznaczne odchylenie prądów głębiny od kierunku geostroficznego i wskutek przemieszczania spowodowanego różnicą gęstości wód trudno uznać je za powstające pod wpływem prawa Ekmana (ryc. 22b). Ruchy wodne notowane w warunkach bałtyckich nie są więc jedynie wywołane kierunkiem wiatru i działaniem sił grawitacyjnych, lecz podporządkowane są także zmianom gęstości wód, która dzieli je na odrębne masy; tylko sporadycznie następuje taki układ pionowy prądów, który może naśladować klasyczny model Ekmana.

FUNKCYJNY ZWIĄZEK PRĄDÓW POWIERZCHNIOWYCH Z WIATRAMI

Zależność prędkości i kierunku prądu powierzchniowego od kierunku i prędkości wiatrów jest jednym z podstawowych założeń prawa Ekmana. Występuje ona powszechnie na morzach i oceanach, lecz daje rozbieżne wyniki dla różnych obszarów. Wyniki te uzależnione są od warunków naturalnych i zmian natężenia siły ciężkości w różnych szerokościach geograficznych. Otrzymane parametry ruchów powietrza i wody funkcjonują prawidłowo tylko w tych akwenach, dla których zostały obliczone.

Badania nad wspomnianą zależnością przeprowadzano w różnych częściach oceanów i mórz, a ostatnio również w akwenach południowobałtyckich [13, 16]. Jeśli zachować pewną chronologię w przedstawianiu analiz rezultatów, zauważymy, że — odpowiednio do czasu — wyniki stają się ściślej. W 1938 r. E. Lisitzin [47, 48] po przeprowadzeniu serii obserwacji na wodach atlantyckich dostrzegła prawidłowość występującą między kierunkami i prędkością wiatru a prądem powierzchniowym: $W = \sqrt{V}$, gdzie W — prędkość prądu powierzchniowego w cm/sek, a V — prędkość wiatru w m/sek, przy czym przyjęła, że ich kierunki są jednakowe. Studia kontynuowane na obszarach Bałtyku dały inną relację od tej, jaką podała E. Lisitzin dla wód oceanicznych. W 1952 r. dla Zatoki Fińskiej sprecyzował ją I. Hela [37], wprowadzając niezbędne współczynniki odnoszące się do kierunku i prędkości prądu: $W = 34^\circ K \sqrt{V}$, gdzie 34° = odchylenie katowe prądu powierzchniowego od swego geostroficznego kierunku, a K = stały współczynnik prędkości prądu równy 7,5.

Trwające przez dłuższy czas obserwacje prądów w Oceanie Atlantyckim, dokonywane przy współudziale badacza amerykańskiego H. Mandelbama [55], pozwoliły na przedstawienie w 1958 r. jeszcze jednej relacji: $W = K\sqrt{V}$, gdzie $K = 2,7$. Wynik ten, mimo że otrzymany dla podobnych warunków, jakie opracowała E. Lisitzin, uzależnia prędkość prądu powierzchniowego od prędkości wiatru przy stosowaniu stałego współczynnika prędkości, jednak bez dewiacyjnego odchylenia kierunku. Kolejną zależność wykrytą na wodach Morza Irlandzkiego opracował w 1961 r. L. H. N. Cooper [20]. Jej charakter jest bardziej uniwersalny, bo dopuszcza zmiany współczynnika K , uzależniając jego funkcje od prędkości prądów notowanych zależnie od szerokości geograficznej. Interesująca relacja kierunku i prędkości wiatru (V) i prądu (W) przyjmuje w tym przypadku postać:

$$V = \frac{KW}{\sqrt{\sin\varphi}}$$

Obserwacje polskie, zebrane po ostatniej wojnie na obszarze południowobałtyckim, dały podstawę wykonania analizy kierunków i prędkości wiatrów oraz ich wpływów na kierunki i prędkości prądów powierzchni-

wych [13, 16]. Stwierdzono wtedy wyraźne różnicowanie się tej relacji stosownie do jednego z układów krążenia atmosfery. Na tej podstawie wydzielono dwa różne zespoły parametrów określające stosunki ruchu powietrza i wody. Relacja badana w układzie cyklonalnym cechuje się większym kątem odchylenia prądów powierzchniowych od ich geostroficznego kierunku (38°) i mniejszym współczynnikiem K (6,0). Antycyklonalne stosunki krążenia charakteryzuje mniejsza dewiacja prądu powierzchniowego (19°) i większy współczynnik K (6,6).

Początkowe rezultaty opracowano w oparciu o sporadyczne przypadki „czystej cyrkulacji”, tj. takiej, kiedy krążenie wód zdradzało większą kierunkową zależność od ruchu atmosfery i kiedy trwały one przez czas dłuższy. Obserwacje prowadzone w okresach szybko zmieniających się układów krążenia dawały mniejszą zależność ruchu wody od kierunku i prędkości wiatru. W tym czasie ruch był efemeryczny, przeto musiano go wykluczyć z analizy. Późniejsze analizy potwierdziły prawidłowość relacji początkowych. Dalsze prace w tym kierunku, przeprowadzone w różnych pod względem warunków naturalnych akwenach, zmieniają — stosownie do tych warunków — wielkości poszczególnych parametrów ruchu przy niezmiennym metodzie badań. Wspomniane związki kierunku i prędkości wiatrów z prądami powierzchniowymi opracowano jedynie dla centralnych punktów położonych w głównych basenach południowobałtyckich. Punkty obserwacyjne miały większą głębokość i charakteryzowały się mniejszymi wpływami warunków naturalnych na kierunki i prędkość wiatrów i prądów. Dla porównania podaje się po dwie serie obserwacji, odnoszące się do dwóch różnych systemów cyrkulacji.

Porównanie zawartych w tabeli 16 serii obserwacji, mimo różnego okresu i zmienionego położenia ośrodka cyrkulacji o cyklonalnym charakterze, daje te same wielkości parametrów. Prędkość prądu powierzchniowego podana w nawiasie jest średnią arytmetyczną bez obliczania pierwiastka prędkości wiatru.

W przypadkach antycyklonalnej cyrkulacji podobnie wyróżnia się daleko idącą zbieżność parametrów w dwóch różnych seriach. Jak wspomniano wyżej, odchylenie katowe prądów zmniejsza się do 19° , a parametr prędkości jest kształtowany większym współczynnikiem K , wynoszącym 6,6 (tab. 17).

Średnie wyników są typowe dla warunków przejściowych o niewyraźnym zaznaczonym krążeniu wód powierzchniowych, a jak wiemy, tych przypadków jest najwięcej. Niezależnie od ilości obserwacji trudno byłoby obliczyć wielkości charakterystyczne dla tych systemów, ze względu na nieregularne rozkłady prędkości wiatrów i prądu (tab. 18).

Pomiary prądu powierzchniowego wykonano na głębokościach 3—5 m, co nie pozostawało bez wpływu na wielkość dewiacji (α), bo ta na po-

Tabela 16

Kierunki i prędkości wiatrów (V) i prądów powierzchniowych (W) w sytuacjach cyklonalnych

Data i miejsce pomiaru	Kierunek wiatru i wartość w stopniach	V w m/sek	W w stopniach	W w cm/sek	$V-W$ w stopniach	K	$W = \alpha K \sqrt{V}$ w cm/sek
10 VIII 1959 P-1	NE	4	254	2,2	29	6,0	12,00
11 VIII 1959 P-5	E	7	345	18,9	75	6,0	15,84
P-6	E	10	280	32,6	10	6,0	18,96
P-7	E	12	310	12,8	40	6,0	20,76
Średnia	259	8,2	297	16,6	38	6,0	16,88
23—25 XI 1959 P-1	WSW	13	80	8,9	12,5	6,0	21,6
P-2	WSW	10	10	9,3	-57,5	6,0	18,6
P-3	WSW	7	120	13,6	67,5	6,0	15,6
P-4	W	7	174	12,7	84,0	6,0	15,6
P-8	W	5	130	17,3	40,0	6,0	13,2
Średnia	77	8,4	103	12,9	36,6	6,0	13,8(16,9)

Wartość wiatru w stopniach obliczona na podstawie — kierunek + 180°.

Tabela 17

Kierunki i prędkości wiatrów (V) i prądów powierzchniowych (W) w sytuacjach antycyklonalnych

Data godzina (h) i miejsce pomiaru	Kierunek wiatru i wartość w stopniach	V w m/sek	W w stopniach	W w cm/sek	$V-W$ w stopniach	K	$W = \alpha K \sqrt{V}$ w cm/sek
14 VIII 1959 P-5 h 3,50	ESE	8	335	17,4	42,5	6,6	18,6
7,50	ESE	8	15	12,0	82,5	6,6	18,6
10,30	ESE	9	290	16,6	-2,5	6,6	21,7
13,30	SE	13	272	29,6	-43	6,6	23,7
Średnia	299	8,15	318	18,9	19,0	6,6	18,8
24—26 X 1960 P-5	E	8	307	17,1	37,0	6,6	18,5
P-6	E	9	319	3,3	49,0	6,6	19,8
P-7	E	12	240	25,3	-30,0	6,6	23,1
Średnia	270	9,7	289	15,2	19,0	6,6	20,4(18,5)

Wartość wiatru w stopniach obliczona na podstawie — kierunek + 180°.

Tabela 18

Prawdopodobne prędkości i kierunki wiatrów (V) i prądów powierzchniowych (W) w sytuacjach przejściowych

Przypadki badanej cyrkulacji atmosfery		Wiatry w stopniach	V w m/sek	W w stopniach	W w cm/sek	$V-W$ w stopniach	K	$W = \alpha K \sqrt{V}$ w cm/sek
Cyklonalne	10—11 VIII 1959	259	8,20	297	16,6	38,0	6,0	16,88
	23—25 XI 1959	77	8,40	103	12,9	36,6	6,0	16,90
Antycyklonalne	14 VIII 1959	299	18,50	318	18,9	19,0	6,6	18,8
	24—26 X 1960	270	9,70	289	15,2	19,0	6,6	20,4
Średnia		316	8,60	252	15,9	28,1	6,3	18,29

Wartość wiatru w stopniach jest średnią z kierunków notowanych w czasie obserwacji + 180°.

wierzchni powinna dosięgać 45°, a współczynniki prędkości obliczono dla wiatrów o prędkościach 2—20 m/sek. Można się spodziewać, iż przy wiatrach o większych prędkościach współczynniki mogą ulec zmianie, nie dysponowano jednak odpowiednimi pomiarami, wykonanie ich bowiem w tych warunkach jest trudne i dotychczas nie było praktykowane. Należy jednak liczyć się z faktem, iż przypadki z wiatrami o większych prędkościach mogą decydować o zmianach hydrologicznych w morzu, dlatego byłoby wskazane opracowanie metody pomiarów prądów w każdych warunkach pogody.

Na tej podstawie można sprecyzować zależności, według których następuje ruch wody powierzchniowej pod wpływem ustabilizowanego kierunku i pewnej prędkości wiatru na obszarze południowo bałtyckim. W odkrytych na działanie wiatru basenach centralnych relacja ta przyjmie następujące formy, odpowiednio do jednego z systemów cyrkulacji atmosfery:

$$\begin{array}{ll}
 \text{cyklonalnej} & \text{— } W = 38^\circ \quad 6,0 \sqrt{V} \\
 \text{antycyklonalnej} & \text{— } W = 19^\circ \quad 6,6 \sqrt{V} \\
 \text{przejściowej} & \text{— } W = 28^\circ \quad 6,3 \sqrt{V}
 \end{array}$$

Przytoczone relacje prędkości pozostają niezmiennie w każdych warunkach pogody, jednak jeśli jest ona nie ustabilizowana, zmieniają się nieregularnie kąty dewiacji prądu. Regularność nabiera specjalnego znaczenia w badaniach strefy przybrzeżnej, gdzie mniej ważny jest kąt dewiacji, bo determinuje go linia brzegowa — natomiast pierwszorzędno znaczenia nabiera spodziewana prędkość prądu, a tę można obliczyć w przybliżeniu z łatwiejszych do wykonania pomiarów wiatrów. Przykła-

dy takich wyliczeń podaje się niżej w charakterystyce wpływów hydrologicznych na polską strefę przybrzeżną.

W tym miejscu wymaga wzmianki zagadnienie przemieszczania wody w ruchu falowym. Odchylenia kątowe prądów powierzchniowych od kierunku geostroficznego sięgają głęboko (D_1) i pozostają pod działaniem siły ciężkości i siły Coriolisa. Jeśli założyć jedność działania praw fizycznych dla wszystkich procesów, to i ruch falowy powinien pozostawać pod działaniem tych sił. Działanie to powinno znaleźć swój wyraz w spiralnym przemieszczaniu cząstek wody objętych ruchem falowym, a ruch postępowy cząsteczek powinien być powiązany z różnicami ciśnień atmosfery. W dostępnej literaturze brak na ten temat wzmianki. W pracach tych podaje się jedynie, że ruch cząsteczek wody odbywa się po orbitach kołowych [23]. Spiralne przemieszczanie cząsteczek wody w ruchu falowym wydaje się logiczne. Tłumaczy ono konsekwentnie zmiany hydrologiczne, jakie powstają pod wpływem zmieniającego się ciśnienia atmosfery, lecz przyjęcie zasad tego ruchu może nastąpić dopiero po sprawdzeniu odpowiednimi obserwacjami.

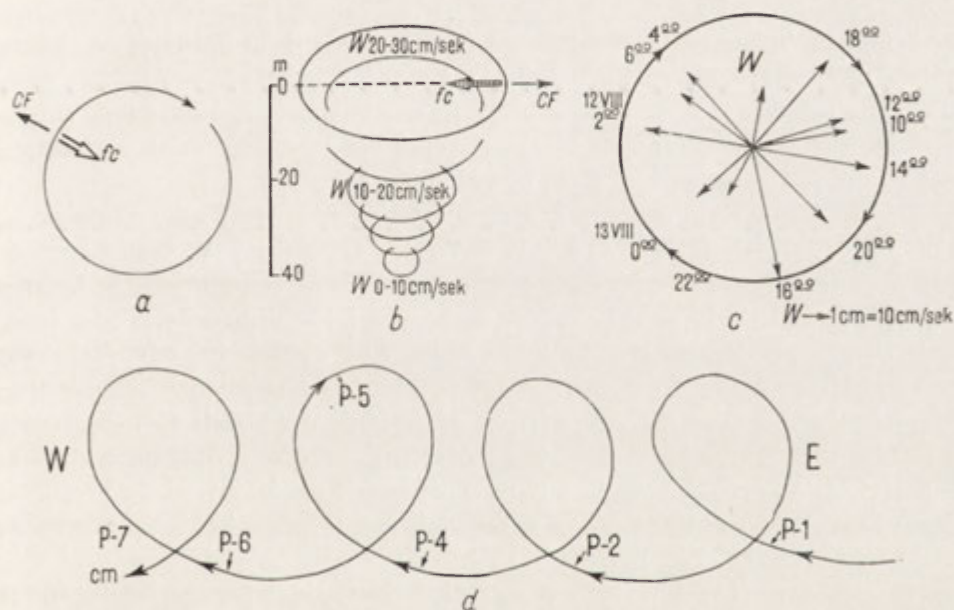
INERCYJNA CYRKULACJA WÓD

Bezgradientowe pole ciśnienia atmosferycznego lub jego niewielkie różnice powodują bezwładne przemieszczanie wody, wywołane siłą ciężkości (CF) i siłą Coriolisa (fc). W warunkach bałtyckich modyfikacja tego ruchu następuje zawsze pod wpływem różnic gęstości wody, co objawia się cyklotropicznym ruchem wód powierzchniowych, sięgającym do strefy przejściowej (ryc. 23a). Ruch inercyjny wód ma pewne znamiona ruchu antycyklonalnego (cm), lecz różni się synchroniczną — do obrotu globu wokół swej osi — zmianą kierunków prądów. Zmiana kierunków następuje zgodnie z ruchem wskazówek zegara, a jej okres (t) jest równy półokresowi wahadła na dobę ($t = \frac{1}{2}$ wahadła/dobę) (ryc. 23). Przykład inercyjnego ruchu wód bałtyckich w 1936 r. opisał B. Kullenberg [36], lecz jest on znany również z obserwacji oceanicznych, jak tego dowodzą wzmianki W. S. von Arxa [1] zawarte w komentarzu do charakterystyki tych ruchów.

Inercyjne krążenie wód południowobałtyckich zbadano ponownie w okresie 8—13 VIII 1960 r. W tym czasie nad obszarem zbiornika rozciągał się układ wysokiego ciśnienia o słabo zaznaczonych różnicach poziomych. Pomiaru wykonane w Basenie Bornholmskim (P-5) ujawniły zmieniające się kierunki prądów powierzchniowych o cechach inercyjnego krążenia (ryc. 23b i c). Po dokładnych obliczeniach (ryc. 23) okazało się, że rzeczywisty okres zmian kierunków prądów wynosił około 14 godzin. Kierunki prądu równoległe do silniejszego gradientu ciśnienia atmosfery

miały większe prędkości, a zmiana kierunku w tych strefach odbywała się skokowo (ryc. 23c). Wykrycie inercyjnej cyrkulacji wód w Basenie Bornholmskim, przy dłużej trwających obserwacjach w zbiorniku południowoobałtyckim, stanowiło inspirację dla zbadania tego zjawiska w szerszym obszarze. W dniach poprzedzających pomiary w punkcie P-5 mierzono prądy w szereg innych punktów. Analiza ich kierunków wykazała zmiany synchroniczne do tych, jakie zanotowano w Basenie Bornholmskim. System powierzchniowych prądów południowoobałtyckich rozpatrywany w okresach półdobowych dał takie same zmiany kierunków, jak to zanotowano w punkcie P-5 (ryc. 23d). Wykres kierunków prądu w różnych punktach południowoobałtyckich daje pętlę podobną do tej, jaką otrzymał B. Kullenberg w wyniku swoich badań.

Zjawisko inercji zanikało od podstaw ruchu, jaki tworzyły prądy cy-



Ryc. 23. Podstawy teoretyczne i przykłady inercyjnej cyrkulacji wód na obszarze południowoobałtyckim

a — rozkład sił powodujący inercyjne krążenie wód

b — cyklostroficzny układ krążenia wód w punkcie P-5 w dniach 12—13 VIII 1960 r.

c — inercyjne krążenie wód powierzchniowych w Basenie Bornholmskim w dniach 12—13 VIII 1960 r.,

$$R = \frac{c^2}{(2\Omega \sin \varphi)}, \quad t = \frac{12 \text{ h}}{\sin \varphi}$$

d — związek inercyjnego krążenia wód południowoobałtyckich badany w różnych punktach w okresie 8—10 VIII 1960 r.:

P-1 — 8 VIII h 17²⁵, P-2 — 9 VIII h 8⁴⁰, P-4 — 9 VIII h 19⁵⁵,
 P-5 — 9 VIII h 23⁰⁰, P-6 — 10 VIII h 10¹⁵, P-7 — 10 VIII h 14⁴⁰

klostroficzne o najmniejszych prędkościach, występujące 13.VIII w warstwie wód przejściowych (Ś). W tym czasie wiatry o prędkościach do 5 m/sek były zbyt słabe, aby wzbudzać równoległy ruch wody powierzchniowej, lecz różnica ciśnień była dostatecznie duża, aby zadecydować o zmianie kierunku prądu poniżej głębokości 40 m, a więc w warstwie najbliższej temu rodzajowi wód, jaki przemieszczał się pod wpływem różnej gęstości. Szczegółowe obliczenia (ryc. 23) wykazują związek inercyjnego ruchu wód nie tylko ze zmianą ciśnienia atmosferycznego, ale również z geopotencjalnymi własnościami wód [13].

NIEREGULARNE KRAŻENIE WÓD

Systemy cyklonalnych, antycyklonalnych i inercyjnych ruchów wody nie wyczerpują jeszcze wszystkich rodzajów krążenia, jakim ulegają wody południowobałtyckie. W opisach ruchów tylko w niewielkim stopniu wzmiankowano o wpływach morfologicznych samego zbiornika na warunki krążenia. Wymaga to specjalnego podkreślenia, tym bardziej że obserwacje nad związkami ruchu powietrza i wody $W = \alpha K \sqrt{V}$ w zasadzie prowadzono jedynie w większych odkrytych akwenach. Zakłócanie tego ruchu jest zjawiskiem notowanym w akwenach strefy przybrzeżnej, sąsiadującej z niewyrównanym brzegiem morskim.

Przypadek nieregularnego krążenia wód m. in. został ujawniony podczas obserwacji jesiennych 1960 r. w Zatoce Gdańskiej. W czasie pomiarów wykonywanych na punkcie P-1, położonym w centrum Głębi Gdańskiej, zanotowano kierunki prądów sprzeczne z kierunkami wiatrów (ryc. 24). Prądy powierzchniowe mierzone na 3 m głębokości odchyłały się w stronę przeciwną do tendencji dewiacyjnej, a kąt między ich kierunkiem geostroficznym a rzeczywistym odchyleniem wynosił 46° . Prędkości wiatrów zachodnich były stałe w granicach 6—8 m/sek. Stosunek kierunku wiatru do kierunku prądu powierzchniowego przedstawiał się następująco: $V(90^\circ - 46^\circ) = W(44^\circ)$, gdy w normalnym układzie krążenia powinien mieć postać: $V(90^\circ + 45^\circ) = W(+135^\circ)$.

Stosunki prądowe w tym przypadku ilustrują wpływy konfiguracji dna i wybrzeży zatoki na przemieszczanie wód. Wiatry zachodnie nadały w tym czasie kierunek ruchu większej ilości wód, czego dowodem jest prawidłowo rozwinięta pseudospirala prądów od powierzchni do dna. Przemieszczane wody nie mogły się pomieścić w zatoce zamkniętej linią brzegu od zachodu, południa i wschodu. Jedyną drogą wolną dla przepływu w tych warunkach są akweny środkowego Bałtyku i w tym kierunku wody mogą być przemieszczane. Pionowy rozkład prądów jest przedstawiony szczegółowo na rycinie 24, a w dołączonej do ryciny tabeli podano charakterystyczne prędkości prądów powierzchniowych i przydennych. Prędkości te wykazują prawidłową reakcję na wahania prędkości wiatrów

(h 12,00—15,00 oraz pełną zgodność prędkości prądów obliczonych za pomocą przedstawionej zależności $W = 6,0 \cdot V$ z prędkościami prądów pomierzonych w naturze. Parametr $K(6,0)$ typowy dla cyklonalnego układu funkcjonuje w tym przypadku bez zarzutu. Mamy tu do czynienia z niewątpliwym wpływem morfologii Zatoki Gdańskiej na ruchy wody. Wpływ ten będzie się zmieniał zależnie od kierunku i prędkości wiatrów. Każdy z podobnych przypadków wymaga oddzielnych badań i dopiero analiza szeregu wyników umożliwiłaby sprecyzowanie prawideł ruchu wody w zatoce, bo relacje ruchów wyliczone dla odkrytych basenów, nie mogą tu znaleźć zastosowania.

Przypadek opozycji prądów do kierunku wiatru w Basenie Bornholmskim stwierdzony w dniach 21—22 lutego 1960 r. był genetycznie zupełnie różny. Źródeł i przyczyn tego ruchu należy szukać w nagłej zmianie ciśnienia atmosferycznego i w jej wpływie na kierunek ruchu wód. Ze względu na ujawnioną sprzeczność tej opozycji z wielu przyjmowanymi zasadami [2, 37, 42, 43, 49, 54, 77], opracowanymi w drodze teoretycznych rozważań nabiera ona specjalnego znaczenia wymagającego również szczegółowego omówienia.

Obserwacje w tabeli 19 zestawiono w tej samej kolejności, co materiały służące do obliczenia zależności kierunków i prędkości wiatrów oraz prądów (tabl. 16—18),

Głębokość w m	P-1 9 XI 1960	Wiatry i prądy powierzchniowe					Prądy przydenne		
		V/sek	V α	Wp α	V-Wp α	K	Wp=0.60V Wp=4.48V	Wd m/sek	W α
80	00°	7	WNW (112°)	47°	-65°	6,0	15,8	9,4	257°
60	3°	6	W-90°	68°	-22°	6,0	14,6	9,1	265°
40	6°	8	W-90°	51°	-39°	6,0	16,9	9,8	337°
20	9°	8	W-90°	353°	-97°	6,0	16,9	9,7	211°
0	12°	8	W-90°	40°	-50°	6,0	16,9	15,1	220°
	15°	6	W-90°	82°	-8°	6,0	14,6	11,2	255°
	Średnia dnia	7	W-90°	44°	-46°	6,0	15,9	10,7	257°

Ryc. 24. Nieregularna cyrkulacja wód w Zatoce Gdańskiej w dniu 9 XI 1960 r.

aby podkreślić prawidłowe funkcjonowanie opracowanych parametrów ruchu, a w szczególności zależności prędkości prądu od prędkości wiatru. Uderzająca jest w tym przypadku dysharmonia kierunku prądu w stosunku do kierunku wiatru, gdzie dewiacja prądu wynosi 160° , czyli że kierunki prądów są w opozycji do kierunków wiatru.

Tabela 19

Kierunki i prędkości wiatru (V) a kierunki i prędkości prądu powierzchniowego (W) w Basenie Bornholmskim (P-5)

Data i godzina (h) pomiaru	Kierunek wiatru i wartość w stopniach	V w m/sek	W w stopniach	W w cm/sek	$V-W$ w stopniach	K	$W = \alpha K \sqrt{V}$ w cm/sek
21—22 II 1960 h 4,00	SW	11	240	10,7	195	6,0	19,8
6,00	SSW	12	67	3,3	44	6,0	20,4
8,00	SW	14	62	6,4	17	6,0	22,2
10,00	SW	12	224	13,4	179	6,0	20,4
12,00	SW	12	237	24,9	182	6,0	20,4
14,00	SW	10	240	21,4	195	6,0	19,2
16,00	SW	11	250	23,7	205	6,0	19,8
18,00	SW	12	193	21,0	148	6,0	20,4
20,00	SW	12	221	24,4	176	6,0	20,4
22,00	SW	12	204	27,6	159	6,0	20,4
00,00	SW	14	195	20,8	150	6,0	22,2
2,00	SW	16	218	26,2	173	6,0	24,0
Średnia	45	12,3	196	18,7	151	6,0	20,8

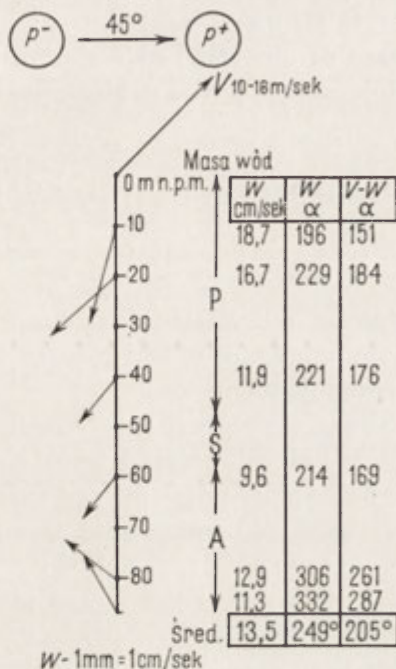
Wartość wiatru w stopniach obliczona na podstawie — kierunek — 180° .

Prądy w całym profilu od powierzchni do dna są skierowane przeciwko stosunkowo silnym wiatrom (10 do 16 m/sek) (ryc. 25) i stan ten trwa bez zmiany podczas 24-godzinnych obserwacji.

Nieregularność ruchów wody w powyższym przypadku była związana ze zmianą antycyklonalnego układu krążenia, jaki panował w dniach poprzedzających obserwacje, przez system cyklonalny nasuwający się od zachodniej Europy w kierunku na północo-wschód. Cały zbiornik znajdował się już pod wpływem cyklonu, a gradient spadającego ciśnienia wzrastał, czego dowodem były wzmagające się wiatry. Zgodnie z prawidłami falowego charakteru zmian hydrologicznych zaznacza się tendencja, że cząsteczki wody są przemieszczane z ośrodka o większym ciśnieniu w kierunku pogłębiającej się depresji. Cyklon formował się bardzo aktywnie, a wody w całym profilu przemieszczały się w kierunku jego centrum i w tym czasie zanotowano opozycyjne, w stosunku do wiatru, kierunki

prądów. Nieznaczne zmiany kierunku i prędkości, jakie zaznaczyły się przy dnie basenu, były związane jedynie z jego kształtem i tarciem wody o dno (ryc. 25).

Na powyższym przykładzie łatwo wykazać sprzeczność twierdzenia, jakoby wiatry dolądowe powodowały podwyższanie poziomu morza, a odlądowe — jego obniżanie. Pogląd taki oparty na teoretycznych założeniach



Ryc. 25. Opozycyjne kierunki prądów w stosunku do kierunków wiatru na punkcie P-5 w Basenie Bornholmskim w dniach 21—22 II 1960 r.

jest przyjmowany przez wielu badaczy bałtyckich [22, 34, 43, 54, 80] i innych [2, 39, 77], ale w rzeczywistości nie ma większego uzasadnienia i w niektórych przypadkach, jak to wyliczono, jest błędny. W czasie kiedy, zgodnie z teoretycznymi założeniami, powinno następować obniżenie poziomu morza (wiatry odlądowe), notowano w rzeczywistości podniesienie poziomu morza, które było warunkowane nie tylko kierunkiem przemieszczania wody, lecz również położeniem ośrodka depresji atmosferycznej. W ten sposób otrzymujemy racjonalne wyjaśnienie zjawiska poparte obserwacją w naturze. Nie wyklucza to możliwości, iż w niektórych przypadkach założenia teoretyczne poddane krytyce będą dawały prawidłowe wyniki. Prawdopodobieństwo błędu będzie jednak rosło w miarę różnicowania się warunków naturalnych badanego obszaru morskiego i wypadków zdecydowanego determinowania systemów krążenia wody przez wyraźnie rozbudowane układy ciśnienia atmosferycznego.

Powyższe przykłady, w rzeczywistości zgodne z działaniem ogólnych praw hydrodynamicznych, są jednak przestrożą przed zbyt szybkim adaptowaniem niektórych metod badawczych dla Bałtyku. Środowisko kształtowane przez zespół zróżnicowanych warunków naturalnych tego morza gotować będzie zawsze szereg niespodzianek, rzadziej spotykanych na obszarach innych mórz. Założenie nie znajdujące potwierdzenia w obserwacjach pozostanie spekulatywną hipotezą, ta zaś służy nauce, lecz zastąpić jej nie może. Dlatego racjonalny aspekt badań bałtyckich będzie zawsze dominował nad walorem teoretycznym i jedynym sprawdzianem słuszności przyjętego poglądu pozostanie obserwacja w naturze.

PRZEMIESZCZENIA WODY W POLSKIEJ STREFIE PRZYBRZEŻNEJ

Strefa przybrzeżna jest częścią obszaru morskiego, w której warunki hydrologiczne — typowe dla otwartego morza — ulegają daleko idącemu zróżnicowaniu. Zmiany następują głównie pod wpływem malejących głębokości morza, co w konsekwencji doprowadza do kształtowania się nowego systemu ruchu wody.

Strefa przybrzeżna to obszar ograniczony linią wody stykającą się z lądem i głębokością, do jakiej sięgają wody powierzchniowe, kształtowane przez średnie dynamiczne ruchy atmosfery. Wpływ atmosfery na powierzchnię wód zmienia się. Granica wiatrowego mieszania wód sięga na polskim wybrzeżu przeciętnie do 40 m głębokości. Stok dna morskiego powyżej 40 m głębokości morza podlega stałym zmianom morfologicznym powstającym pod wpływem dynamiki wód i przeważnie pokryty jest materiałem żwirowo-piaszczystym przemieszczanym wzdłuż brzegów. Największe zmiany hydrologiczne i morfologiczne następują na głębokościach, gdzie ruch falowy wody jest zamieniany na ruch postępowy w wyniku załamywania się fali. Głębokość krytyczna załamania fali jest jednocześnie granicą, powyżej której ruch wody nie wykazuje liniowej zależności od kierunku i prędkości wiatru, lecz jest wypadkową działania wiatrów, refrakcji falowania, tarcia wody o dno i tego stosunku, jaki ma kierunek linii brzegowej do wód napływających od strony otwartego morza. Jest miejscem, gdzie gromadzi się największa ilość ruchomych sedymentów w formach morfologicznych o typowych kształtach zwanych rewanami. Wydłużone kształty rewan oraz ilość ich równoległych rzędów mówią nie tylko o charakterystycznej wielkości falowania, lecz także o ich wędrówce wzdłuż brzegu, o stanie równowagi między zjawiskami abrazji i o morskiej akumulacji. Procesy ruchu wody i rumowiska w strefie przybrzeżnej wiążą się z sobą nierozdzielnie i są zagadnieniem złożonym, który nie ma na razie ścisłej syntezy [2, 8, 12, 32, 37, 49, 59, 71, 73, 77, 84, 87].

Poznanie mechaniki procesów działających w strefie przybrzeżnej należy do najpilniejszych zadań — ważnych z punktu widzenia gospodarczego i budownictwa — interesujących współczesną geomorfologię litoralną.

CHARAKTERYSTYKA RUCHÓW WODY W STREFIE PRZYBRZEŻNEJ

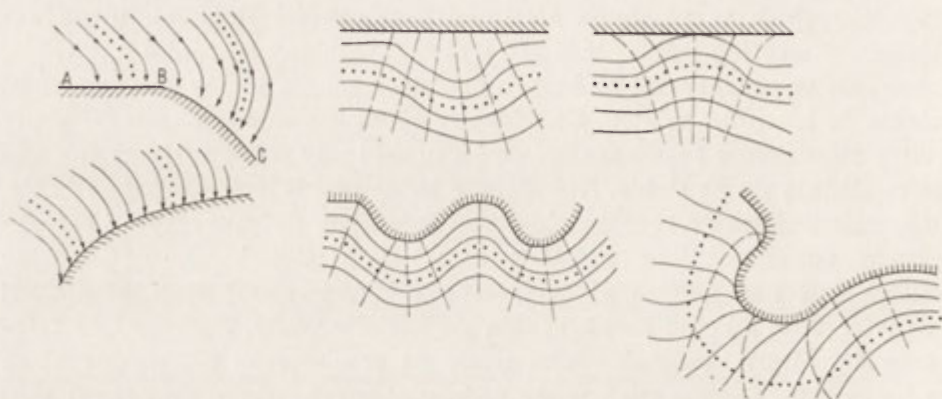
Ruch powietrza powodujący ruchy wody w odkrytych basenach południowobałtyckich w pewnych stosunkach zależności liniowej, ulega zakłóceniu w strefie przybrzeżnej pod wpływem zmiany kierunku falowania. Falowanie w odkrytych i głębszych częściach morza jest w zasadzie równoległe do kierunku wiatru. Zjawisko to ulega zmianie w okresach, kiedy wiatry stosunkowo często zmieniają kierunki i gdy różne systemy falowania nakładają się na siebie. Niezależnie jednak od interferencji falowania, kiedy fala dociera do brzegu, ulega refleksyjnym, dyfrakcyjnym i refrakcyjnym odkształceniom wskutek malejących głębokości. Refleksyjne zmiany fali następują pod wpływem niewyrównanej linii brzegowej i wpływają na lokalne różnicowanie się ruchów wody. Dyfrakcyjne falowanie daje inny kierunek ruchu wody na powierzchni niż nadbiegająca na brzeg fala. Skośny ruch wody najsilniej występuje w chwili załamania się fali. Refrakcja falowania powstaje pod wpływem zwiększonego tarcia wody o dno, doprowadzając początkowo do spłaszczenia fali i zmiany podstawowego kierunku falowania, który maksymalnie osiągnąć może do 45° odchylenia od kierunku geostroficznego, wykazanego przez falowanie w odkrytej części morza. Refrakcyjna zmiana kierunku fali nie daje jeszcze dyfrakcyjnego ruchu wody, bo ten występuje dopiero wówczas, kiedy jednocześnie ze zmianą kierunku falowania podstawowego zmieniają się kierunki wiatrów. Spłaszczenie fali wpływające na refrakcję występuje jednocześnie ze zmniejszającą się głębokością i nie może przekroczyć wartości krytycznej wyznaczoną przez długość (L) i wysokość (H) fali.

Wartość krytyczna załamania fali jest związana z wielkością falowania i głębokością morza. Jeśli stosunek długości fali do jej wysokości zmniejszy się poniżej $1/7$ (gdzie jedność wyznacza wysokość fali), następuje załamanie fali. Według T. K o w a l s k i e g o [41] zamiana energii falującej wody następuje według prostej zależności: $E_c - E_{max} = E_k$. Całkowita energia (E_c), jaką posiadała fala przed załamaniem, zostaje zamieniona na maksymalną (E_{max}) energię kinetyczną (E_k) płynącej wody. Energia kinetyczna wody jest wyładowywana na brzegu i słuszne jest przyjęcie przez tego autora poglądu, iż pod jej wpływem następuje największy ruch rumowiska przydenne.

Falowanie przed załamaniem zmienia ponadto kąt refrakcji w granicach od 0 do 45° w zależności od konfiguracji dna strefy przybrzeżnej.

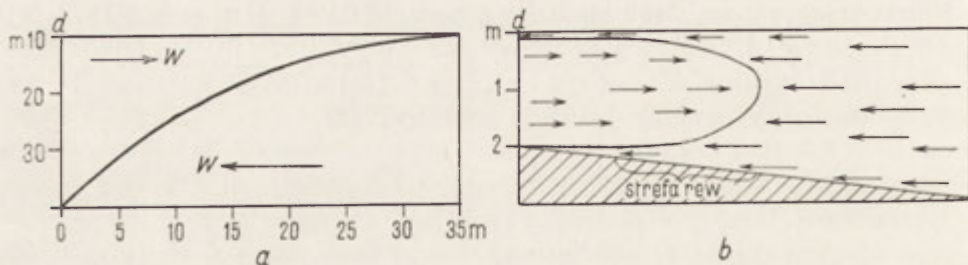
Największy transport rumowiska następuje w chwili, gdy refrakcja osiąga maksimum. Przykłady refrakcji falowania w strefie przybrzeżnej przedstawia rycina 26.

Ruchy wód w strefie przybrzeżnej powyżej głębokości krytycznej zależą w sumie od: całkowitej energii falowania, stałego współczynnika tarcia wody o dno, okresu fali, czynników grawitacyjnych, kąta, jaki tworzy



Ryc. 26. Refrakcja falowania w strefie przybrzeżnej według W. G. Zdanowicza
A, B, C — odcinki linii brzegowej

front fali z linią brzegową. Struktury pionowe ruchów wody w strefie załamania fali określili J. Larras i R. Bagnold [3], precyzując zmiany ruchu wody na głębokościach krytycznych (ryc. 27). Zmniejszające się głębokości powodują różnicowanie kierunku ruchu wody i kiedy przy dnie woda płynie jeszcze do brzegu, w powierzchniowej części profilu kierunek jest przeciwny (ryc. 27a). Na mniejszych głębokościach i przy silnym falowaniu wody płyną do brzegu przy dnie i na powierzchni, a przeciwstawne kierunki ruchu ma środkowa część profilu wody (ryc.



Ryc. 27. Zmiany kierunków ruchu wody w strefie przybrzeżnej
a — przemieszczanie się wody w stronę brzegu w zależności od głębokości
b — różnicowanie kierunków ruchu wód przy falowaniu prostopadłym do brzegu

27b). Na tej podstawie granicą przeciwnego ruchu wody w profilu pionowym jest głębokość krytyczna i to miejsce predysponują warunki hydrodynamiczne dla gromadzenia i transportu rumowiska dennego. Do podobnych uogólnień doszedł W. W. Longinow [49], jedynie nieznacznie modyfikując wartości współczynników związanych z tarciem wody o dno i zdolnością transportu, uzależniając go od genetycznych własności rumowiska.

Można przyjąć, iż ruchy w strefie przybrzeżnej ulegają stałemu różnicowaniu pod wpływem głębokości. W części odmorskiej, przed strefą krytyczną, ruch wody powodowany jest tym samym czynnikiem co w odkrytej części morza, tj. kierunkiem i prędkością wiatru, a jedynie refrakcja jest czynnikiem wpływającym na zmiany tego ruchu. Na głębokościach mniejszych od strefy krytycznej pionowy profil ruchu ulega zasadniczej zmianie. Wody mają tu dwukierunkowy ruch skierowany prostopadle do kierunku falowania. Przemieszczanie wody równoległe do brzegu pozostaje jednak zawsze pod wpływem czynnika nadającego energię wodzie — tj. kierunku i prędkości wiatru.

WIATRY W REJONIE POLSKIEGO WYBRZEŻA

Obserwacje związane z kierunkiem i prędkością prądów morskich w strefie przybrzeżnej są przedsięwzięciem trudnym technicznie do wykonania, dlatego nie mogą być wykonywane w każdych warunkach pogody. Znane są automatyczne instrumenty leżące na dnie morza lub kotwiczony na odpowiedniej głębokości w celu rejestrowania prądów, lecz ich zastosowanie w naszych warunkach nie przekroczyło fazy eksperymentu. Szczególne zainteresowanie tym zagadnieniem przejawia budownictwo morskie ze względu na potrzebę określenia morfologicznego stanu równowagi badanego odcinka morskiego brzegu. Określenie kierunku i prędkości prądów w tej strefie jest nie mniej ważne dla celów naukowo-poznawczych. Brak konkretnych informacji o hydrodynamicie strefy, a jednocześnie pilne i konieczne zapotrzebowanie na nie, podyktowały wybór pośredniej drogi poznawczej: określenie zasadniczych tendencji ruchów wody w polskiej strefie przybrzeżnej oraz ich zależności od kierunku i prędkości wiatrów, przy zastosowaniu metod i wyników opisanych wyżej.

Materiał meteorologiczny wykorzystany do przeprowadzenia analizy pochodzi z notowań hydrometeorologicznych stacji brzegowych, wykonanych w latach 1951—1960.

Po dokładnej analizie materiałów obserwacyjnych wybrano notowania siedmiu stacji: Krynicy Morskiej, Gdyni, Helu, Rozewia, Ustki, Kołobrzegu i Świnoujścia; inne, mało reprezentatywne, odrzucono. Zestawiono je w odpowiednie tabele statystyczne, oddzielne dla każdego miesiąca, roku,

Kierunki i prędkości wiatru w latach 1951–1960

Punkty obserwacyjne	Okres		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Średnia	Dnie z wiatrami	
												>10 m/sek	>15 m/sek
Krynica Morska	I—XII	%	8,4	7,4	9,0	10,1	7,0	23,6	14,6	11,7	—	568	179
		m/sek	4,5	4,4	3,8	4,4	4,7	5,8	5,5	5,2	4,7	—	—
	IX—II	%	4,4	3,7	8,7	12,0	8,7	31,2	15,8	7,9	—	397	124
m/sek		5,1	4,4	4,0	4,5	5,1	6,4	6,0	6,1	5,2	—	—	
III—VIII	%	12,5	11,0	9,5	8,5	5,3	16,7	14,0	13,7	—	171	55	
	m/sek	3,9	4,0	3,4	4,1	4,6	5,3	5,0	4,4	4,2	—	—	
Gdynia	I—XII	%	7,5	5,5	5,1	9,5	14,2	13,0	20,6	16,3	—	534	175
		m/sek	4,9	4,7	4,9	5,2	4,2	4,2	4,8	4,6	4,7	—	—
	IX—II	%	4,3	2,7	3,9	9,4	18,9	17,0	22,8	14,4	—	333	103
m/sek		5,1	4,8	5,7	6,1	4,5	4,3	4,9	4,8	5,0	—	—	
III—VIII	%	10,6	8,2	6,4	9,5	9,5	9,1	18,3	18,1	—	201	72	
	m/sek	4,7	4,5	4,2	4,0	4,0	4,2	4,7	4,5	4,3	—	—	
Hel	I—XII	%	8,5	8,7	10,1	8,9	11,8	11,9	18,3	12,9	—	502	53
		m/sek	4,0	4,1	3,6	3,8	3,8	4,3	4,9	4,4	4,1	—	—
	IX—II	%	4,5	4,6	7,7	11,2	15,8	16,5	20,5	11,6	—	321	14
m/sek		4,3	4,8	4,2	4,5	4,5	4,7	5,3	4,7	4,6	—	—	
III—VIII	%	12,4	12,8	12,3	8,4	7,2	7,1	15,8	13,9	—	181	39	
	m/sek	3,6	3,5	3,0	3,1	3,3	3,9	4,4	4,1	3,6	—	—	

Rozewie	I—XII	% m/sek	10,8 4,9	8,5 4,2	5,9 3,9	10,0 4,8	12,0 4,5	20,5 4,8	18,1 7,0	10,5 6,2	— 5,1	451 —	262 —
	IX—II	% m/sek	5,9 5,8	6,9 5,1	8,9 4,8	9,9 5,6	16,1 5,1	24,7 5,1	15,8 7,8	9,6 7,5	— 5,8	281 —	188 —
	III—VIII	% m/sek	8,3 4,2	11,2 3,3	7,5 2,9	11,3 4,1	8,2 3,9	14,0 4,4	20,6 6,1	13,7 5,1	— 4,3	170 —	74 —
Ustka	I—XII	% m/sek	7,6 4,1	10,6 3,9	8,1 3,0	9,3 3,5	13,3 3,4	16,6 4,4	18,9 5,6	11,5 5,0	— 4,2	394 —	74 —
	IX—II	% m/sek	6,5 4,7	5,1 4,1	8,4 3,2	11,4 3,3	18,9 3,5	22,7 4,8	13,7 6,3	11,0 6,0	— 4,5	237 —	55 —
	III—VIII	% m/sek	9,1 3,6	11,4 3,8	8,1 2,9	7,4 3,6	8,1 3,3	10,1 4,0	23,0 4,8	13,3 4,1	— 3,8	157 —	19 —
Kołobrzeg	I—XII	% m/sek	8,2 3,9	12,1 4,2	8,2 3,3	9,2 3,3	11,0 3,2	19,3 4,4	17,2 5,2	8,3 4,2	— 4,0	402 —	178 —
	IX—II	% m/sek	18,8 4,1	11,4 4,4	9,1 3,4	9,1 3,3	15,2 3,4	25,0 4,3	13,4 6,0	7,7 4,9	— 4,3	230 —	123 —
	III—VIII	% m/sek	11,6 3,7	17,1 4,0	7,3 3,1	6,3 3,2	11,7 2,9	13,7 3,8	20,9 4,5	8,9 3,5	— 3,6	172 —	55 —
Swinoujście	I—XII	% m/sek	6,8 3,1	16,6 3,3	14,0 2,9	13,6 3,6	8,9 2,8	15,6 2,8	16,5 4,1	4,5 4,2	— 3,5	479 —	80 —
	IX—II	% m/sek	5,0 3,2	7,9 3,4	13,8 3,0	15,3 3,4	11,7 3,5	18,5 4,3	10,2 4,4	7,5 3,7	— 3,6	294 —	46 —
	III—XII	% m/sek	8,5 3,1	24,4 3,2	14,0 2,9	9,4 3,3	5,8 3,2	10,1 3,8	15,9 4,0	8,3 3,9	— 3,4	185 —	34 —

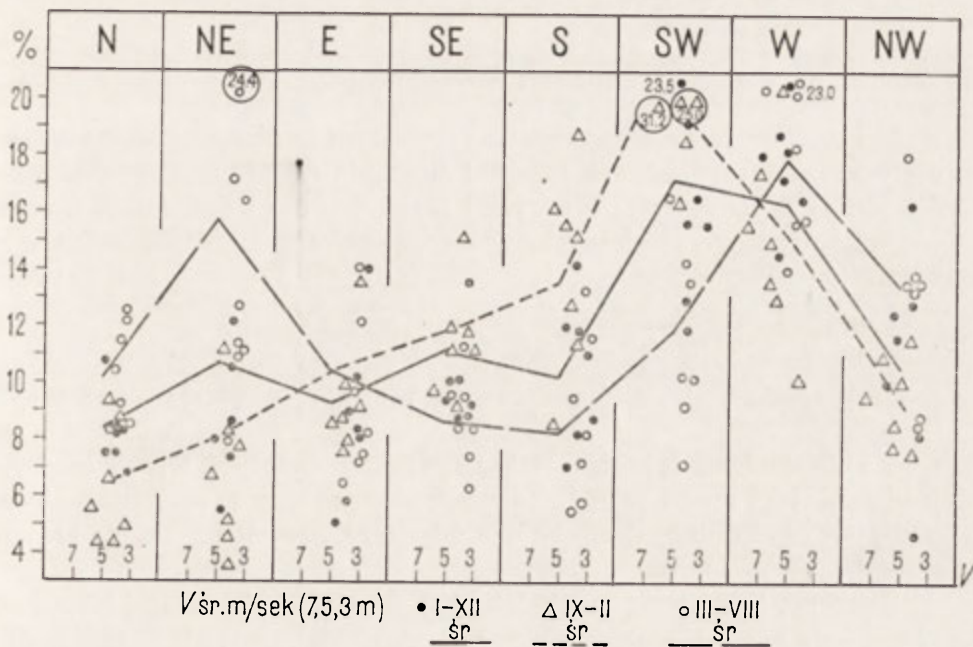
dziesięciolecia. Średnie dziesięcioletnie podzielono jeszcze na półroczne, odpowiadające okresom najaktywniejszych (jesień — zima) i najsłabszych (wiosna — lato) procesów hydrologicznych notowanych w morzu. Końcowe zestawienie (tab. 20) obejmuje kierunki i prędkości wiatrów w okresie dziesięcioletnim, ich stosunek procentowy i ilości dni o wiatrach silnych, o prędkościach większych niż 10 m/sek. Zestawienie wiatrów o największej prędkości dotyczy jedynie kierunków, z jakich nadchodzą, a ich wartości w m/sek zostały wliczone do ogólnej sumy prędkości wszystkich kierunków, które decydują o wielkości średniej prędkości.

Dziesięcioletni okres obserwacji zestawiony w tabeli 20 przedstawia czynnik dynamiczny, który działał na kierunki przemieszczających się wód u polskich wybrzeży. Okres ten jest dostatecznie długi, aby dawać stany przeciętne. Mimo starannego wyboru materiału, pochodzącego ze stacji nadbrzeżnych o warunkach naturalnych, najbardziej podobnych do tych, jakie możemy spotkać w odmorskiej strefie przybrzeżnej, na wynikach ciąży odsetek błędu wywołany redukcją prędkości wiatrów mierzonych nad powierzchnią o pewnych większych deniwelacjach, których brak na powierzchni morza. Błąd wywołany tym zjawiskiem nie jest jednak tak duży, aby mógł decydować o wartości przeprowadzonego badania, ale przy bardzo dokładnych obliczeniach wskaźników dynamicznych atmosfery powinien być brany pod uwagę. Takie samo zastrzeżenie należy uczynić w stosunku do średnich kierunków.

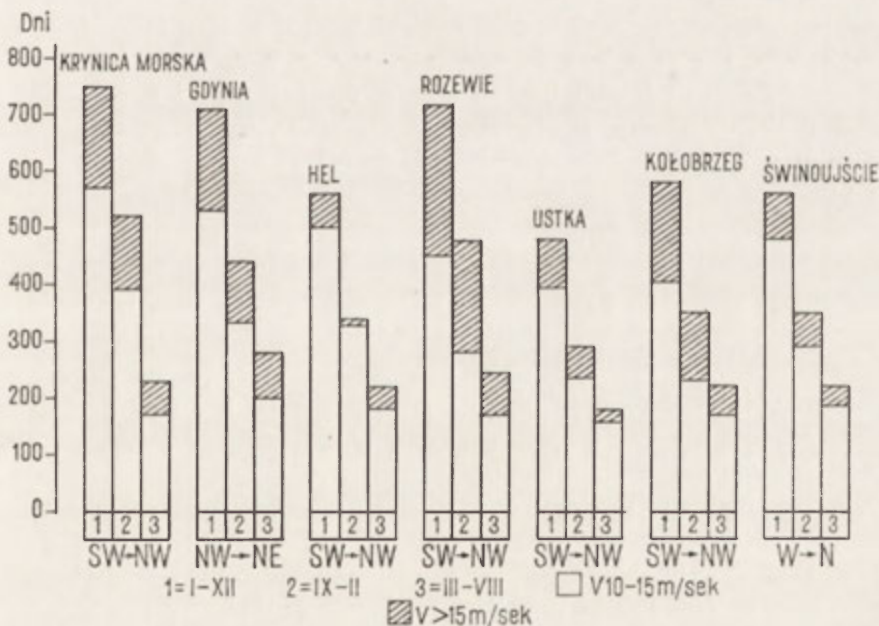
Brak szczegółowych informacji o dynamicznych wskaźnikach atmosfery i wody, strefy najbardziej dynamicznej, gdzie przejawia się najsilniej ekspansja człowieka, pociąga poważne, przykre konsekwencje naukowe i gospodarcze. Do czasu poprawienia tej sytuacji droga naukowej dedukcji jest jedyną metodą badań. Posługując się nią zauważymy, że największy procent wiatrów na polskim wybrzeżu wieje od zachodu (ryc. 28), a wiatry z tego kierunku mają największą prędkość (ryc. 29).

Przewaga wiatrów zachodnich trwa przez cały rok, ale wyraźniejsza jest w półroczu jesienno-zimowym. W półroczu wiosenno-letnim kierunki równoważą się, lecz ze względu na występujące wówczas mniejsze prędkości (tab. 20) w ogólnym bilansie ruchu nie ma to większego znaczenia. Wpływy wiatrów zachodnich są najwyraźniejsze na środkowym odcinku polskiego wybrzeża, od wschodnich wybrzeży Zatoki Pomorskiej po Hel, natomiast odcinki peryferyczne leżące w zatokach mają większą zmienność kierunków i prędkości wiatru. Na zachodni sektor działania wiatrów o największych prędkościach przypada ponad połowa procentowej wartości wszystkich wiatrów w roku. Kierunek działania przeważającej siły, która powoduje ruch wody powierzchniowej, jest równoległy do stałych przemieszczeń wody wywołanych ich zmienną gęstością.

Jeśli jednocześnie uwzględnić, iż maksymalne nasilenie transportu



Ryc. 28. Procentowy udział kierunków wiatru i jego średnie prędkości na odcinku Swinoujście—Krynica Morska w okresie dziesięciolecia 1951—1960
 I—XII — średnia roczna, IX—II — średnia jesienno-zimowa, III—VIII — średnia wiosenno-letnia



Ryc. 29. Liczby dni z wiatrem silnym dla różnych punktów polskiego wybrzeża w okresie dziesięciolecia 1951—1960

SW, NW, NE, SW, W, N — strony świata w sektorze dającym występowanie wiatrów silnych, I—XII — ilość dni w dziesięcioleciu, IX—II — ilość dni w dziesięcioleciu w okresie jesienno-zimowych, III—VIII — ilość dni w dziesięcioleciu w okresach wiosenno-letnich

wody i rumowiska następuje podczas sztormów, to zachodni sektor działania wiatrów o prędkościach powyżej 10 m/sek, wyrażony stosunkiem 2/3 całkowitej ilości wiatrów o większej prędkości, musi decydować o przebiegu zjawisk hydrologicznych, w szczególności o kierunku ruchu wód w strefie przybrzeżnej.

WPLYWY WIATRÓW NA RUCHY WODY

Eksperymenty, jakich dokonano dla ujawnienia związku między kierunkami i prędkością wiatrów oraz prądów (tab. 16—19), okazał się użyteczne dla zbadania tej zależności w strefie przybrzeżnej. Nie można było jednak przyjąć metod przeliczeniowych stosowanych w otwartych akwenach, bez uprzedniego dostosowania ich do ekspozycji morskiego brzegu, ponieważ od tego zależą refrakcje i kierunek ruchu wody.

Założono, iż stosunki prędkości między wiatrami i prądami będą funkcjonowały podobnie jak w odkrytych basenach, lecz tylko do krytycznej głębokości. Na mniejszych głębokościach ruch wody jest wypadkową kierunku wiatru i ekspozycji w stosunku do morskiego brzegu; przyjęto, że przy uwzględnieniu w obliczeniach tych elementów otrzyma się właściwy, kierunek ruchu. Rachunek ograniczono jedynie do dwu sektorów ruchu wody, skierowanych z zachodu na wschód wzdłuż brzegu morskiego i odwrotnie. W tym celu dokonano obliczeń wszystkich możliwych kierunków wiatru na danym odcinku brzegu morza, ustalając, jaki ruch wody nastąpi pod ich wpływem. Następnie zgrupowano kierunki w dwa sektory działania: wschodni kierunek przemieszczania wody i zachodni.

Obliczenia ruchu wody dla innych sektorów były w pełni możliwe, lecz zbyteczne, bo równoleżnikowa rozciągłość polskiej strefy przybrzeżnej predysponuje ruch wody tylko w tych dwóch kierunkach. Zachodni sektor wiatrów jest przeważnie związany z układami cyklonalnego krążenia, gdy wschodni, na odwrót, z antycyklonalną cyrkulacją. Zakładając, że prawdopodobieństwo wystąpienia wiatrów cyklonalnych we wschodnim sektorze jest w przybliżeniu równe ilości antycyklonalnych wiatrów przychodzących z zachodu, można przyjąć dwa systemy obliczeń prędkości — oddzielne dla każdego sektora działania.

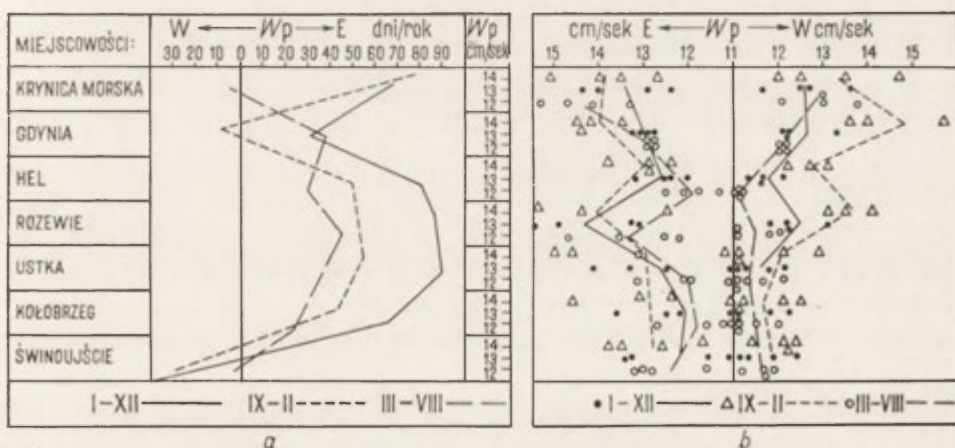
Dla cyklonalnego sektora, o wiatrach zachodnich, przyjęto zależność prędkości prądu w stosunku: $W = \alpha 6,0 \sqrt{V}$ zakładając, iż kąt α będzie się zmieniał w granicach 0—38°. Dla antycyklonalnego sektora wiatrów wschodnich relacja będzie miała postać: $W = \alpha 6,6 \sqrt{V}$, a kąt α może się zmieniać w granicach 0—19°. Podwójny system obliczeń był konieczny również dlatego, że już na podstawie poprzednich badań stwierdzono, iż stały współczynnik K jest większy w sytuacjach antycyklonalnych i może wpływać rekompensująco na zakładaną przewagę wschodniego ruchu

wody. Po dokonaniu analizy okazało się, iż rekompensata prędkości powodowana większą wartością K nie jest aż tak duża, aby mogła decydować o zasadniczej tendencji ruchu wody.

Obliczenia prędkości prądów przybrzeżnych razem ze średnimi prędkościami wiatrów dla każdej stacji zamieszczono w tabeli 21, dzieląc je na roczne i półroczne. Średnie prędkości prądu mieszczą się w granicach 5—20 cm/sek i najwyższe wartości osiągają dla północo-zachodniego sektora wiatrów.

Prędkości prądu zależą nie tylko od prędkości wiatru, lecz jak wspomniano wyżej, od eksponowanego na kierunki wiatru morskiego brzegu. Należy założyć, iż w warunkach sztormowych prędkości prądu wzrosną wielokrotnie, ale niektóre odcinki wybrzeży wskutek ekspozycji zawsze będą się charakteryzowały większą prędkością prądu. Wykluczając jednak działanie warunków lokalnych i szczególnych, można przyjąć, iż energie wody powstają pod wpływem tych prędkości wiatrów, których średnie przedstawia tabela 21. Jeśli nawet na niektórych odcinkach brzegu morskiego warunki naturalne przyczyniają się do większych prędkości prądu, to w innych stosownie do zmienionych warunków prąd słabnie i w konsekwencji następuje zrównoważenie energetyczne płynącej wody.

W dwukierunkowym ruchu wody w polskiej strefie przybrzeżnej (ryc. 30) zdecydowaną przewagę ma ruch skierowany na wschód. Jedynie warunki lokalne Zatoki Pomorskiej częściowo izolowanej od przepływu głównej masy wód, wykazują inny kierunek ruchu o czysto lokalnym zasięgu. Wschodni kierunek ruchu wody przeważa w zimie, słabnie w lecie,



Ryc. 30. Ruchy wody w polskiej strefie przybrzeżnej w okresie dziesięciolecia 1951—1960

a — równoleżnikowe przemieszczanie wód i średnie prędkości prądu

b — różnica średnich prędkości prądu i przeważający kierunek przemieszczania wody
I—XII — średnia roczna, IX—II — średnia jesienno-zimowa, III—VIII — średnia wiosenno-letnia

Relatywne prędkości prądów w polskiej

Miejsce i rodzaj obser- wacji	N			NE			E			SE			
	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	
Krynica Morska	V	4,5	5,1	3,9	4,4	4,4	4,0	3,8	4,0	3,4	4,3	4,5	4,1
	W	12,7	13,5	13,0	12,5	12,5	13,2	11,6	12,0	12,1	12,4	12,7	13,5
Gdynia	V	4,9	5,1	4,7	4,7	4,8	4,5	4,9	5,7	4,2	5,0	6,1	4,0
	W	13,2	13,5	12,9	12,9	14,4	12,7	13,2	15,7	12,2	13,3	16,2	12,0
Hel	V	4,0	4,3	3,6	4,1	4,8	3,5	3,6	4,2	3,0	3,8	4,5	3,1
	W	12,0	12,4	11,3	12,1	13,1	11,2	11,3	12,2	10,3	11,6	12,7	10,5
Rozewie	V	4,9	5,8	4,2	4,2	5,1	3,3	3,9	4,8	2,9	4,8	5,6	4,1
	W	13,2	14,4	12,2	12,2	13,5	10,8	11,8	13,1	10,2	13,1	14,1	12,1
Ustka	V	4,1	4,7	3,6	3,9	4,1	3,8	3,0	3,2	2,9	3,5	3,3	3,6
	W	12,1	12,9	11,3	11,8	12,1	11,6	10,3	10,6	10,2	11,2	10,8	11,3
Kołobrzeg	V	3,9	4,1	3,7	4,2	4,4	4,0	3,3	3,4	3,1	3,3	3,3	3,2
	W	11,8	12,1	11,5	12,2	12,5	12,0	10,8	11,0	10,5	10,8	10,8	10,6
Świnoujście	V	3,1	3,2	3,1	3,3	3,4	3,2	2,9	3,0	2,9	3,6	3,4	3,3
	W	11,6	11,7	11,6	11,9	12,7	11,7	11,2	11,4	11,2	12,4	12,1	11,9

Podstawy przeliczeń prędkości prądów:

$W = \alpha 6,0 \sqrt{V} \rightarrow E$, gdzie E — wschodni kierunek prądu a, b, c — okresy miesięczne

$W = \alpha 6,6 \sqrt{V} \rightarrow W$, gdzie W — zachodni kierunek prądu a — I—XII, b — IX—II, c — III—VIII

utrzymując się przez cały rok (ryc. 30a). Zimowa przewaga wiatrów zachodnich powoduje również większe przepływy wód w Zatoce Gdańskiej, izolowanej od zachodu i północy linią brzegu i Półwyspem Helskim. Związana z tym zmiana kierunku płynącej wody do zatoki i ekspozycja morskiego brzegu na odcinku Gdyni powodują przemieszczanie większej ich ilości ku północo-zachodowi. Odwrotnie, zrównoważenie kierunków ruchu wody w lecie na odcinku Krynicy Morskiej doprowadza także do przewagi prądów południowo-zachodnich.

Analiza prędkości prądów wskazuje, że niezależnie od pory roku, woda przemieszczana na wschód ma większe prędkości, niż kiedy dzieje się to odwrotnie (ryc. 30b). W zimie różnica prędkości jest największa, a słabnie w lecie. Interesujące jest również, że w Zatoce Pomorskiej, gdzie zachodni kierunek ruchu wody dominuje nad kierunkiem wschodnim, prędkości jego są również mniejsze.

Tabela 21

strefie przybrzeżnej za okres 1951—1960

S			SW			W			NW		
a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c
4,7	5,1	4,6	5,8	6,4	5,3	5,5	6,0	5,1	5,2	6,1	4,4
12,9	13,5	14,1	14,4	15,1	15,3	14,0	14,6	14,7	13,6	14,7	13,8
4,2	4,5	4,0	4,0	4,3	4,2	4,8	4,9	4,7	4,6	4,8	4,5
12,2	14,0	12,2	12,2	13,6	12,2	13,1	14,5	12,9	12,8	14,4	12,7
3,8	4,5	3,3	4,3	4,7	3,9	4,9	5,3	4,4	4,4	4,7	4,1
11,6	12,7	10,8	12,4	12,9	11,8	13,2	13,8	12,5	12,5	11,9	12,1
4,5	5,1	3,9	4,8	5,1	4,4	7,0	7,8	6,1	6,2	7,5	5,1
12,7	13,5	11,8	13,1	13,5	12,5	15,8	16,7	14,7	14,9	16,3	13,5
3,4	3,5	3,3	4,4	4,8	4,0	5,6	6,3	4,8	5,0	6,0	4,1
11,0	11,2	10,8	12,5	13,1	12,0	14,1	15,0	13,1	13,3	14,6	12,1
3,2	3,4	2,9	4,4	4,3	3,8	5,2	6,0	4,5	4,2	4,9	3,5
10,6	11,0	10,2	12,5	12,4	11,6	13,6	14,6	12,7	12,2	13,2	11,2
2,8	3,5	3,2	2,8	4,3	3,8	4,1	4,4	4,0	4,2	3,7	3,9
11,1	12,3	11,7	11,1	13,6	12,8	13,3	13,8	13,2	13,4	12,6	13,0

Zbiorczy bilans ruchu powietrza i wody w polskiej strefie przybrzeżnej zawarty jest w tabeli 22. Kierunki wiatrów, jakie decydują o jednym z kierunków ruchu wody, zestawiono oddzielnie dla każdego odcinka brzegu morskiego, reprezentowanego przez jeden z punktów obserwacyjnych. Ruch wody podano w stopniach w zależności od ekspozycji brzegu. Procentową wartość ruchu powietrza i jego prędkość w dwu zasadniczych kierunkach, na podstawie których obliczono ruchy wody, podano w stosunku rocznym. Różnica dwukierunkowych prądów informuje o ich procentowym udziale w stosunku rocznym, ich średniej prędkości i wyznacza przeważającą tendencję ruchu.

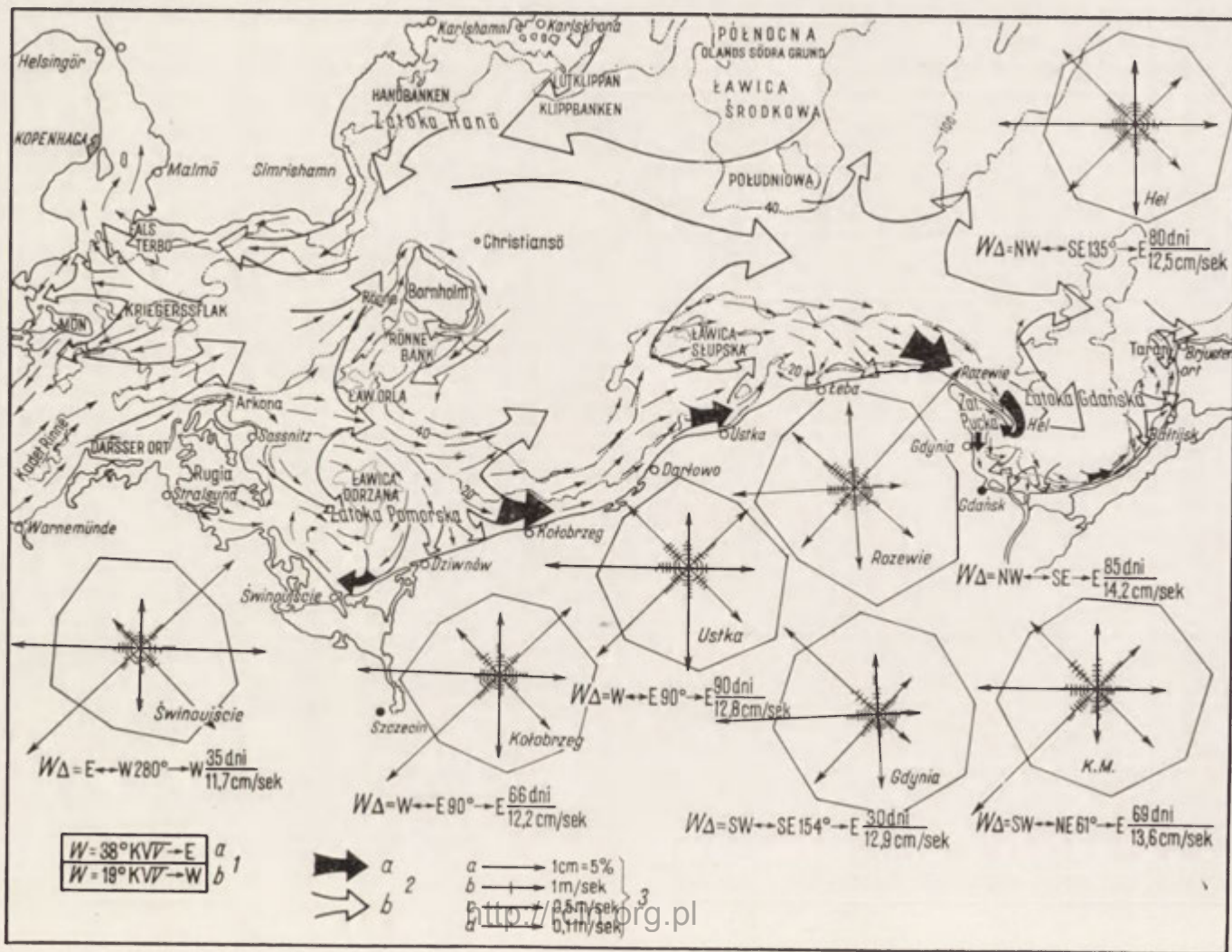
Zamknięciem bilansu ruchu wody jest liczba dni w roku jako nadwyżka przeważającego kierunku prądu z jego średnią prędkością. Absolutne maksimum wschodniego kierunku ruchu wody występuje na odcinku Rozewia (85 dni/rok), ale ta przewaga zaznacza się wyraźnie również na całym środkowym odcinku polskiego wybrzeża. Najmniejsza różnica przewagi kierunku wschodniego występuje na odcinku Gdyni (30 dni/rok). Przeciwna zachodnia tendencja ruchu wody, jaka występuje na we-

Bilans ruchu wody w polskiej strefie przybrzeżnej za okres 1951—1960

Miejsce i okres obserwacji w miesiącach	Ruch powietrza (V) i wody (W)								V %/rok m/sek		W %/rok cm/sek		W %/rok cm/sek		Prądy przybrzeżne			
	$W = \alpha \sqrt{V} \rightarrow E$ w stopniach				$W = \alpha \sqrt{V} \rightarrow W$ w stopniach				$\rightarrow E$	$\rightarrow W$	$W =$ $= 38^{\circ}6,0 \sqrt{V}_{(-\rightarrow E)}$		$W =$ $= 19^{\circ}6,6 \sqrt{V}_{(-\rightarrow W)}$		$\Delta E - W =$ E %/rok cm/sek	$\rightarrow E$	$\rightarrow W$	$\Delta E - W$ dni/rok cm/sek
Krynica Morska	I—XII	SE 353°	S 38°	SW 83°	W 128°	NW 154°	N 199°	NE 244°	E 289°	55,3 5,2	36,5 4,2	55,3 13,6	36,5 13,4	18,8 13,6	SW 61°	N 221°	$\frac{69}{13,6}$	$\rightarrow E$
	IX—II	„	„	„	„	„	„	„	„	67,7 5,6	24,7 4,9	67,7 14,0	24,7 14,5	43,0 14,0	„	„	$\frac{78}{14,0}$	$\rightarrow E$
	III—VIII	„	„	„	„	„	„	„	„	44,5 4,7	46,7 3,9	44,5 12,9	46,7 13,0	-2,2 13,0	„	„	$\frac{9}{13,0}$	$\rightarrow W$
Gdynia	I—XII	W 128°	NW 128°	N 173°	NE 173°	E 340°	SE 38°	S 38°	SW 83°	49,9 4,9	41,8 4,6	49,9 12,9	41,8 14,1	8,1 12,9	NW 154°	SE 334°	$\frac{30}{12,9}$	$\rightarrow E$
	IX—II	„	„	„	„	„	„	„	„	44,2 4,9	49,2 5,1	44,2 13,2	49,2 13,5	-5,0 13,5	„	„	$\frac{8}{13,5}$	$\rightarrow W$
	III—VIII	„	„	„	„	„	„	„	„	55,2 4,6	34,5 4,1	55,2 12,8	34,5 13,3	20,7 12,8	„	„	$\frac{38}{12,8}$	$\rightarrow E$
Hel	I—XII	SW 83°	W 128°	NW 173°	N 228°	NE 224°	E 289°	SE 334°	S 38°	51,6 4,4	39,5 3,8	51,6 12,5	39,5 12,8	22,1 12,5	NW ^a 135°	E ^a 325°	$\frac{80}{12,5}$	$\rightarrow E$
	IX—II	„	„	„	„	„	„	„	„	53,1 4,7	39,3 4,7	53,1 12,9	39,3 14,2	13,8 12,9	W ^b 135°	SE ^b 325°	$\frac{50}{14,9}$	$\rightarrow E$
	III—VIII	„	„	„	„	„	„	„	„	49,2 4,0	40,7 3,2	49,2 12,0	40,7 11,7	8,5 12,0	„	„	$\frac{30}{12,0}$	$\rightarrow E$

Rozewie	I—XII	SW 83°	W 128°	NW	N	NE 270°	E 289°	SE 334°	S 19°	59,9 5,7	36,4 4,3	59,9 14,2	36,4 13,6	23,5 14,2	NW 130°	NE 270°	85 14,2	→ E
	IX—II	"	"	"	"	"	"	"	"	56,0 6,5	41,8 4,1	56,0 15,2	41,8 13,3	14,2 15,2	"	"	39 15,2	→ E
	III—VIII	"	"	"	"	"	"	"	"	52,6 4,0	38,2 3,6	52,6 12,0	38,2 12,4	24,4 12,0	"	"	46 12,0	→ E
Ustka	I—XII	S— 38°	SW 83°	W	NW 90°	N 250°	NE	E 289°	SE 334°	60,3 4,6	35,6 3,6	60,3 12,8	35,6 12,4	24,7 12,8	W 90°	NE 250°	90 12,8	→ E
	IX—II	"	"	"	"	"	"	"	"	66,3 4,1	31,4 3,8	66,3 12,1	31,4 12,8	34,9 12,1	"	"	55 12,1	→ E
	III—VIII	"	"	"	"	"	"	"	"	54,5 4,0	35,7 3,6	54,5 12,0	35,7 12,4	18,8 12,0	"	"	35 12,0	→ E
Kołobrzeg	I—XII	S 38°	SW 83°	W	NW 90°	N 250°	NE 289°	E	SE 334°	55,8 4,2	37,7 3,7	55,8 12,2	37,7 12,6	18,1 12,2	W 90°	NE 250°	66 12,2	→ E
	IX—II	"	"	"	"	"	"	"	"	61,3 4,8	38,4 4,0	61,3 13,1	83,4 13,2	22,9 13,1	"	"	43 13,1	→ E
	III—VIII	"	"	"	"	"	"	"	"	55,2 3,8	42,3 3,7	55,2 11,6	42,3 12,6	12,9 11,6	"	"	23 11,6	→ E
Świnoujście	I—XII	SW 83°	W	NW 110°	N	NE 289°	E	SE 334°	S 19°	43,4 3,6	53,1 3,2	43,4 11,3	53,1 11,7	-9,7 11,7	NW 110°	E 280°	35 11,7	→ W
	IX—II	"	"	"	"	"	"	"	"	41,2 3,9	48,7 3,4	41,2 11,8	48,8 12,1	-7,5 12,1	"	"	30 12,1	→ W
	III—VIII	"	"	"	"	"	"	"	"	42,8 3,7	43,6 3,1	42,8 11,5	43,6 11,6	-0,8 11,6	"	"	5 11,6	→ W

E — kierunek wschodni ruchu, W — kierunek zachodni ruchu, → — dąży do ... lub przez ... N, NW, W, SW, S, SE, E, NE — ekspozycja linii brzegowej w stopniach w stosunku do ruchu powietrza i wody, a — wybrzeże zewnętrzne, b — wybrzeże wewnętrzne.



wewnętrznej strefie przybrzeżnej Zatoki Pomorskiej, w Świnoujściu wyrażona jest stosunkiem 35 dni/rok. Większa część tych dni przypada na okres jesienno-zimowy, natomiast w lecie panuje stan bliski równowagi (5 dni/rok).

TENDENCJA RUCHU WODY W POLSKIEJ STREFIE PRZYBRZEŻNEJ

Wyróżnienie praw, jakim podporządkowane są ruchy wód w basenie południowo-bałtyckim, ich analiza łącznie z rozpoznaniem fizyczno-chemicznych własności, daje dostateczne podstawy dla dokonania próby określenia zasadniczych tendencji kierunków ruchów wody w polskiej strefie przybrzeżnej. Jak wiadomo z tych analiz, strefa przybrzeżna od 0 do 40 m jest w całości pokryta wodami powierzchniowymi o ustabilizowanej gęstości. Wody tego typu w ciągu całego roku pozostają pod dynamicznym wpływem atmosfery, co decyduje o ich ruchu. Ruchy wód w strefie przybrzeżnej podporządkowane są tym samym prawom, a ich deformacje powodowane są konfiguracją strefy przybrzeżnej i jej ekspozycją na działanie sił grawitacyjnych i atmosfery. Równoleżnikowe usytuowanie tej strefy na polskim odcinku wybrzeża morskiego stwarza predyspozycje równoleżnikowych kierunków ruchu wody, rzutuujące na przebieg procesów hydrologicznych. Na podstawie analizy kierunków i prędkości ruchów powietrza i wody przedstawiono ich stosunki w liczbach bezwzględnych (tab. 22). Udokumentowanie graficzne tych stosunków opracowano na specjalnej mapie (ryc. 31), na której przedstawiano tendencje ruchów wody w polskiej strefie przybrzeżnej w oparciu o analizy ruchów wód południowo-bałtyckich.

Mapa uwzględnia ruch powierzchniowy kształtowany działaniem siły ciężkości i atmosfery, których wyrazem jest wschodni przepływ wód u południowych wybrzeży morza i zachodni odpływ wód powierzchniowych u wybrzeży skandynawskich. Wskaźniki ruchu wzdłuż polskich wybrzeży przedstawiono w liczbach bezwzględnych, opatrując je dodatkową graficzną interpretacją kierunków i prędkości wiatrów i prądów w strefie przybrzeżnej. Dla większej poglądowej komunikatywności graficzne stosunki prądów przybrzeżnych nałożono na różę wiatrów. Regularne rozmieszczenie wszystkich punktów obserwacyjnych na polskim wybrzeżu korzystnie wpływa na ich reprezentatywność, dzięki której dokonano inter-

Ryc. 31. Tendencje ruchów wód w polskiej strefie przybrzeżnej w okresach rocznych dla dziesięciolecia 1951—1960

1 — podstawy obliczania prędkości prądu, 2 — kierunki ruchu wody, 3 — symbole prędkości wiatru, WA — różnica kierunku i prędkości prądu w dniach/rok

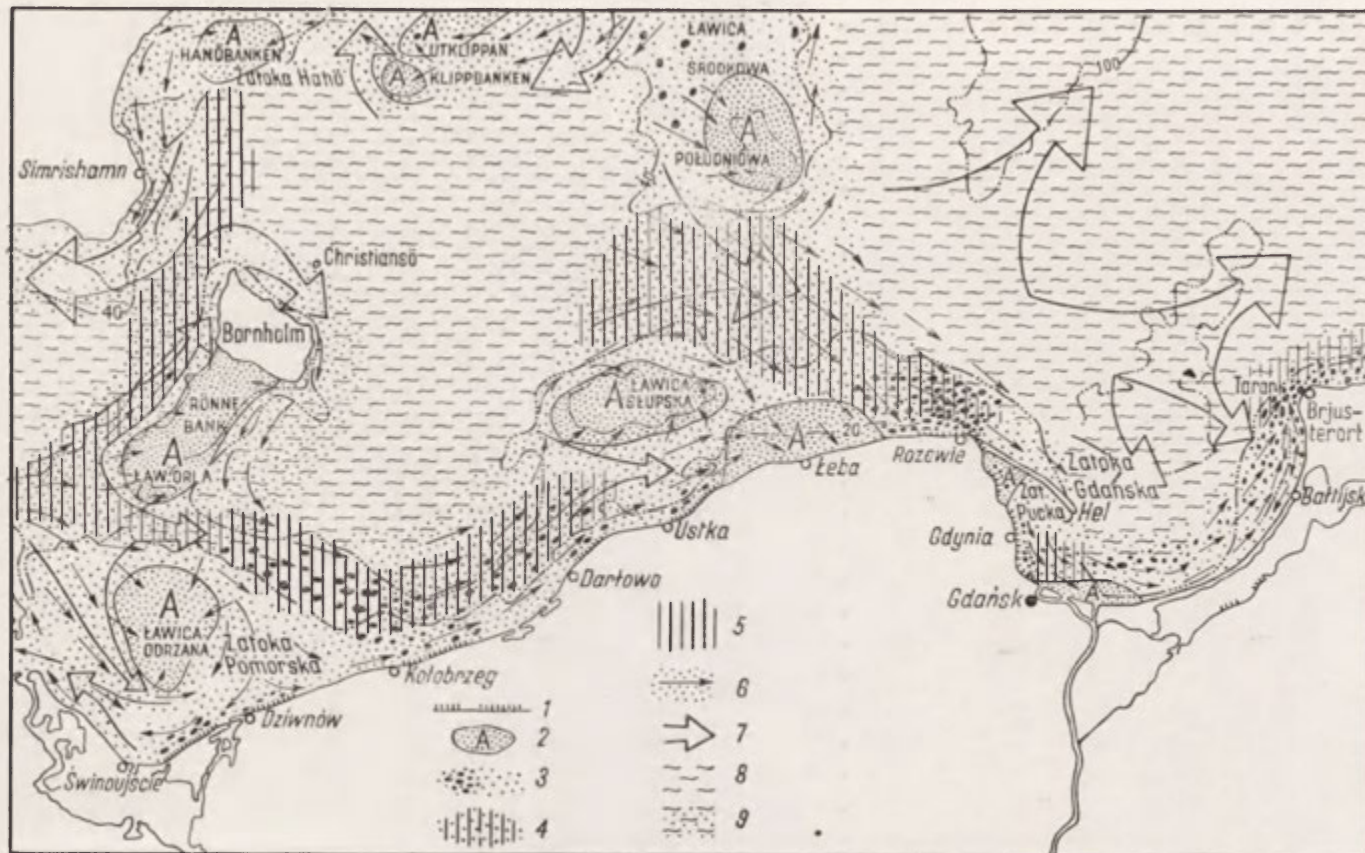
polacji między kierunkami ruchu wody w tych punktach. Interpolacja daje związek ruchu między punktami, udokumentowany dodatkowo rzeźbą strefy przybrzeżnej.

Wzajemna relacja wszystkich elementów środowiska naturalnego, ze wskaźnikami dynamicznymi przemieszczających się wód, umożliwiła przedstawienie racjonalnego poglądu na prawdopodobne przemieszczanie rumowiska w polskiej strefie przybrzeżnej (ryc. 32). Mapa, na której zilustrowano szereg stref abrazyjno-sedymentacyjnych, pokrytych zróżnicowanym osadem piaszczysto-żwirowym, wykazuje uderzającą prawidłowość ich rozmieszczenia, jeśli porównamy ją ze strefami charakterystycznych ruchów wody w części odmorskiej polskiego wybrzeża (ryc. 31).

Zachodnie partie polskiego wybrzeża charakteryzują się przeciwstawną tendencją ruchu wody w skali rocznej, dlatego u wybrzeży wewnętrznych Zatoki Pomorskiej dominuje zachodni kierunek ruchu uwarunkowany zarówno działaniem wiatru, jak i ekspozycją brzegów zatoki. Odwrócenie tych tendencji musi wpływać na utratę energii przez wodę i wytworzenie dogodnych warunków akumulacji w zatoce. Jeśli założymy, że te stosunki trwają co najmniej od okresu atlantyckiego [10], musiały więc wytworzyć, poza ukształtowaniem dna i wybrzeży, pewne typowe warunki dla przepływu wód ku wschodowi. Pomijając, że Ławica Odrzana może leżeć na jądrze plejstoceniowym, co do czego nie mamy żadnej pewności, należy stwierdzić, że jej usytuowanie w zatoce jest zgodne z procesem hydrodynamicznym. Największe spłytenia ławicy rozdzielają bowiem dwa systemy ruchu wód przybrzeżnych, stanowiąc dogodne miejsce akumulacji.

Wspólnie z Ławicą Odrzańską wyciągnięte ku Bornholmowi ławice Orla i Rönne skutecznie izolują Basen Bornholmski od bezpośredniego napływu wód pochodzenia oceanicznego od zachodu. Wody oceaniczne, aby wpłynąć do basenu, muszą opływać Bornholm Rynną Bornholmską, położoną od północno-zachodniej strony wyspy. Analiza hydrodynamicznych własności wód Zatoki Pomorskiej w połączeniu ze studiami nad morfologią jej dna i wybrzeży wskazuje na podrzędny charakter dynamiki wód znajdujących się w zatoce.

Środkowy odcinek strefy przybrzeżnej, zawartej między Dziwnowem a Helem, można podzielić na część zachodnią od Dziwnowa po Ustkę i od tej miejscowości po Hel. Abrazyjny charakter części zachodniej pogłębia się ku wschodowi przy bezpośrednim kontakcie strefy przybrzeżnej z wodami Basenu Bornholmskiego, osiągając swe maksimum na odcinku od Kołobrzega po Jarosławiec, by zwolna zmaleć w kierunku Ustki. Abrazja morska dotyka na tym odcinku nie tylko dna strefy przybrzeżnej, czego dowodem jest оголоzenie jej z materiałów piaszczystych, lecz również



Ryc. 32. Rumowisko denne w polskiej strefie przybrzeżnej i prawdopodobne kierunki przemieszczania

1 — odcinki klifowe, 2 — obszary akumulacji piasków, 3 — głazowiska piaszczysto-żwirowe, 4 — strefy abrazji piaszczystego dna, 5 — abrazja dna nie pokrytego piaskiem, 6 — piaszczyste dno i kierunek przemieszczania piasków, 7 — tendencje ruchu wody w okresach rocznych, 8 — ily szare, 9 — ily piaszczyste

morskiego brzegu, którego ubytki w rejonie Dźwirzyna sięgają nawet do 100 m rocznie (1962).

Zwiększony wpływ hydrodynamiczny na strefę przybrzeżną tego odcinka jest związany z rozwijaniem przez wody Basenu Bornholmskiego silniejszych energii w bezpośrednim sąsiedztwie morskiego brzegu. Przyhamowanie tych energii następuje dopiero w rejonie akumulacyjnym Łeby, a powoduje je rozległa Ławica Słupska, która odgradza wody Basenu Bornholmskiego od Głębi Gdańskiej i Środkowego Bałtyku. Usytuowanie ławicy na drodze przeważającego ruchu wód przepływających ku wschodowi jest sprzeczne z działaniem współczesnych czynników hydrodynamicznych. Przyjęcie jej plejstoczeńskiej genezy i stałej abrazji, jak to sugeruje D. P i a s e c k i [65], może być w tym świetle uzasadnione, co mogło wywrzeć decydujący wpływ na powstanie w tej strefie ławicy.

W strefie przybrzeżnej między brzegiem morskim a Ławicą Słuską wskutek niewielkiej głębokości (do 30 m) przepływa tylko część górnego profilu wód powierzchniowych, gdy zasadniczy przepływ wód warunkowany wymianą następuje przegłębieniem, jakie tworzy Rynna Słupska. Przepływ wód ku wschodowi rynną jest ograniczony jej profilem poprzecznym oraz usytuowaniem na drodze przepływu Ławicy Słupskiej i Środkowej, co wpływa, iż przepływy wody nabierają w rynnach większych prędkości i kiedy ją opuszczają — kierowane ku wschodowi w kierunku Zatoki Gdańskiej i środkowego Bałtyku — tracą na energii. Przewaga wiatrów zachodnich, które kierują te wody w stronę polskiego brzegu, jest równoległa do osi, wzdłuż której notuje się silniejsze działanie siły ciężkości. Stąd po opuszczeniu rynn wody bałtyckie ze wzmożoną energią docierają w bliskie sąsiedztwo polskiego brzegu dopiero na odcinku Rozewia.

Na zachód od Rozewia rozciąga się natomiast rozległa platforma akumulacyjna o kulminacjach w Łebie, której funkcjonowanie pozostaje w ścisłym związku z przepływami wód bałtyckich. Platforma ta leży bowiem w cieniu Ławicy Słupskiej, po jej stronie wschodniej, gdzie największe energie są powstrzymywane przez niewielkie głębokości, a przepływające ku wschodowi wody wskutek traconej energii znajdują dobre miejsce, aby zrzucić niesione rumowisko. W strefie przybrzeżnej sąsiadującej z północnymi wybrzeżami Kępy Swarzewskiej proces abrazji ponownie dominuje nad akumulacją. Ten odcinek lądu leży bowiem na głównej drodze wschodniego przepływu powierzchniowych wód bałtyckich w kierunku Zatoki Gdańskiej. Przepływ ten funkcjonuje od bardzo dawna, czego dowodem jest abrazja północnych krawędzi kępy i powstanie podwodnej ławicy piaszczystej w rejonie współczesnego Półwyspu Helskiego [10]. Powstanie podwodnej ławicy było związane z wyższym poziomem morza w okresie transgresji atlantyckiej i z bezpośrednim przepływem jego wód do zachodniej części Zatoki Gdańskiej.

Powstanie podwodnej ławicy, w której znajduje się Półwysep Helski, naśladuje w przybliżeniu Ławica Odrzana i gdyby założyć regresyjne obniżenie morza podobne do tego, jakie dało początek Półwyspowi Helskiemu, zupełnie możliwe byłoby jej połączenie z zachodnimi wybrzeżami współczesnej Zatoki Pomorskiej. Takie eustatyczne obniżenie poziomu Bałtyku nastąpiło w okresie subborealnym i ono doprowadziło do wynurzenia ławicy helskiej, po czym nastąpiła jej sukcesywna konsolidacja z lądem. Wynurzenie ławicy rozpoczęło częściową izolację zachodniej części Zatoki Gdańskiej i wstrzymuje procesy abrazji jej wewnętrznych wybrzeży, dodając nieznaczną przewagę procesom akumulacji. Współcześnie wody płynące na wschód do centralnych partii zatoki muszą opływać półwysep i większa ich energia dociera dopiero w rejon ujścia Wisły.

Wschodni odcinek polskiej strefy przybrzeżnej znajduje się w rejonie wzmożonej akumulacji morskiej, której wyrazem jest rozległa Mierzeja Wiślana. Zamknięcie drogi przez linię brzegową wodom przemieszczanym ku wschodowi musi powodować wytracanie ich energii i rzucanie niesionego rumowiska. Proces ten ma swoje konsekwencje hydrodynamiczne, bo pod jego wpływem przepływ wód jest kierowany nieregularnie ku północo-wschodowi, o czym wspomniano już wyżej. Zrównoważenie wpływów cyklonalnych z antycyklonalnymi, jakie następuje w lecie, doprowadza do dwukierunkowego ruchu wód na odcinku mierzejowej strefy przybrzeżnej (Krynica Morska). Proces ten ustaje dopiero w północno-wschodniej części zatoki, gdzie tendencja wschodnia przemieszczanych wód przybiera na sile w rejonie Przylądka Taran i strefie przybrzeżnej Sambii.

Jednoczesność analizy warunków hydrologicznych z ich następstwami, jakimi są relief dna strefy przybrzeżnej i ruch rumowiska w tej strefie, wykazuje ich pełną zgodność i ma swój walor praktyczny. Jest on tym cenniejszy, iż dotyczy zagadnień dyskusyjnych, słabo poznanych, a niezwykle istotnych z punktu widzenia naukowego i gospodarczego. Wyniki otrzymane na tej drodze należy uznać za zadowalające. Ten początkowy krok pociągnie za sobą dalsze, a ich celem podstawowym będzie gruntowniejsze poznanie praw rządzących środowiskiem naturalnym w południowej części Bałtyku.

WNIOSKI

1. Południowa część Bałtyku jest obszarem nieustannego mieszania się wód oceanicznych z wodami słodkimi rzek uchodzących do morza. Wielkość wlewów oceanicznych i odpływ wód rzecznych określa wymianę między morzem a oceanem, która jest ograniczona głębokością i szerokością cieśnin duńskich.

2. Jednokierunkowy dopływ wód o większym zasoleniu i stały dopływ wód rzecznych dają w konsekwencji dwuwarstwowy system wód, w którym wody oceaniczne zajmują część przydenną, a wody rzeczne zmieszane z oceanicznymi pokrywają powierzchnię morza. Stałe mieszanie się tych wód daje podział na trzy masy wodne: powierzchniową (P), przydenną (A) i przejściową (Ś).

3. Własności fizyczno-chemiczne wód w poszczególnych masach wodnych zależą głównie od ilości dopływów wód oceanicznych. Wody rzeczne w tym procesie odgrywają rolę drugorzędą, wpływając jedynie na masę wód powierzchniowych. Zmiany cech fizyczno-chemicznych w masach wodnych odznaczają się stałą amplitudą wykazującą związek z wahaniami klimatycznymi.

4. Objętość poszczególnych mas wodnych jest regulowana wlewami wód oceanicznych, dopływem wód rzecznych i wielkością mieszania wód powierzchniowych wywołanego dynamiką atmosfery. Wlewy oceaniczne decydują o miąższości masy wód przydennych (A) i przejściowych (Ś). Powierzchniowa masa wód (P) ma podstawę wyznaczoną maksymalną głębokością wpływów wywołanych ruchem atmosfery.

5. Proporcje objętościowe między masami ulegają zmianom pod wpływem geopotencjalnych własności wód i ciśnienia atmosfery. Największe zmiany tych proporcji są notowane w okresie, gdy nacisk atmosfery (τ) jest skierowany z zachodu na wschód.

6. Równowaga mas wodnych jest zjawiskiem stałym, warunkowanym dynamiczną równowagą cząsteczek wody tworzącej masę. Równowaga zależy od zmian zasolenia i temperatury wód, jakie występują w pełnym profilu — od powierzchni do dna.

7. Zmiany fizyczno-chemicznych własności wód zawartych w masach, powodowane zmieniającą się równowagą dynamiczną, związane są z konsekwentnym mieszaniem się wód. Znaczny dopływ wód oceanicznych permanentnie zmienia zasolenie i temperaturę masy wód przydennych (A), a cechy te w drodze konwekcji przekazywane są masom nadległym. Ciepło wód powierzchniowych (P) pobrane z atmosfery nigdy nie dociera do głębokości masy wód przejściowych (Ś). Dwa różne źródła ciepła i zmienny stopień zasolenia w masach peryferycznych są warunkiem dwóch oddzielnych systemów konwekcyjnego mieszania mas, rozdzielonych warstwą wód przejściowych.

8. Cykliczność fizyczno-chemicznych zmian, jakie powstają w południowobałtyckich masach wodnych, przedstawia się w formie zamkniętego procesu o stałym kierunku, który można przedstawić następująco: wlew wód oceanicznych \rightarrow masa (A) \rightarrow masa (Ś) \rightarrow masa (P) \rightarrow wypływ wód powierzchniowych do oceanu.

9. Krążenie wód południowobałtyckich zależy od ruchów atmosfery i różnicuje się stosownie do systemu cyrkulacji.

10. Wywołana krążeniem atmosfery cyrkulacja wód wpływa na regularne zmiany hydrologiczne w morzu, w szczególności na zmianę poziomu morza, temperaturę, zasolenie i gęstość wód. Zależność hydrologiczna zmian od określonego systemu cyrkulacji daje się opisać przebiegiem krzywej, której wierzchołek wyznaczy przejście przez punkt obserwacyjny kulminacji lub depresji ciśnienia.

11. Zmiany hydrologiczne, w dwóch skrajnych układach krążenia badane w jednym punkcie, mają przebieg falowy. Okres fali odpowiada przejściu przez punkt dwóch różnych ośrodków krążenia atmosfery, a powstałe zmiany hydrologiczne dają się na tej podstawie badać analitycznie.

12. Liniowe przemieszczenie wody (W) na powierzchni pozostaje pod wpływem kierunku i prędkości wiatru (V). Zależność jest podporządkowana jednemu z systemów cyrkulacji w następujących związkach:

cyklonalna	$W = 38^\circ 6,0 \sqrt{V}$
antycyklonalna	$W = 19^\circ 6,6 \sqrt{V}$
przejściowa	$W = 28^\circ 6,3 \sqrt{V}$

13. Bezgradientowe pole ciśnienia atmosfery lub niewielkie różnice ciśnień wywołują inercyjne krążenie wody. System cyklostroficzny nacechowany antycyklonalnym kierunkiem ruchu może objąć cały zbiornik, manifestując się regularną zmianą kierunku prądu w granicach 360° , o półdobowym okresie.

14. Płytkie akweny południowobałtyckie o zróżnicowanych cechach morfologicznych wpływają na deformacje prawidłowo rozwiniętych ruchów wody. Deformacje najsilniej występują w płytkiej strefie przybrzeżnej.

15. Polska strefa przybrzeżna pozostaje pod przeważającym wpływem cyklonalnych ruchów atmosfery. Sektor cyklonalnego działania wiatrów zawarty jest w przedziale od południo-zachodu, przez zachód, północ-zachód do kierunku północnego. Przeciwnie skierowane wpływy antycyklonalne nie równoważą wpływów cyklonalnych.

16. Równoległe do strefy przybrzeżnej działanie wiatrów determinuje dwukierunkowe przemieszczanie wody. Ruch wschodni wody na polskim wybrzeżu przeważa w skali rocznej nad ruchem zachodnim i jest potęgowany dodatkowym działaniem siły ciężkości.

17. Rzeźba polskiej strefy przybrzeżnej ewoluuje w kierunku pełniejszej równowagi, jaka może powstać między procesami abrazji i akumulacji. Przebieg tych procesów rzeźbotwórczych pozostaje pod wpływem znacznie większego przemieszczania wód na wschód niż na zachód, co decyduje o ujemnym bilansie w akumulacji sedymentów. Lokalne warunki pełniejszej równowagi w Zatoce Pomorskiej i Gdańskiej stanowią o wartości

tych odcinków morskiego brzegu i mogą wpłynąć na ich szybsze wykorzystanie dla zabudowy przemysłowej i celów rekreacyjnych ludności.

18. Oceanograficzne studium warunków hydrologicznych południowej części Bałtyku, ze względu na złożone warunki naturalne, zostało przeprowadzone w sposób kompleksowy. Ten rodzaj badań dał zadowalające rezultaty, stwarzając dodatkowo realne podstawy kontynuacji studiów nad szeregiem problemów.

LITERATURA

- [1] Arx W. S. von, 1962. Introduction to physical oceanography. Addison-Wesley Publ. Comp. Inc. Massachusetts USA — London.
- [2] Ajbułatow N. A., Szadrin J. E., 1961. Role of discontinuous currents in the transport of sanddrifts near the coastal zone. Trudy Inst. Okiean. AN, nr 53, Moskwa.
- [3] Bagnold R., 1947. Sand movement by waves: small scale experiments. Journ. Civil. Engin., v. 27, nr 4, New York.
- [4] Башкиров Г. С., 1961. Динамика прибрежной зоны моря. Изд-во Морской Транспорт, Москва.
- [5] Bączyk J., 1962. Wpływ warunków synoptycznych na kształtowanie się prądów morskich w Zatoce Gdańskiej. Przewodnik VII Ogólnopols. Zjazdu PTG. Gdańsk.
- [6] Bączyk J., 1962. Morphologie du fond de la partie Ouest du golfe de Gdańsk. VI-me Congrès Intern. de l'INQUA. Łódź.
- [7] Bączyk J., Czekañska M., 1962. Zjawiska zlodzenia u polskich wybrzeży Bałtyku. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Poznań.
- [8] Bączyk J., Nowak B., 1963. Wpływ rzeźby na zróżnicowanie składu mineralnego osadów powierzchniowych na Półwyspie Helskim. Czas. geogr., z. 3, Warszawa-Wrocław.
- [9] Bączyk J., 1963. Influence des conditions synoptiques sur les courants marins du golfe de Gdańsk. Cah. Océanogr., no 9, Paris.
- [10] Bączyk J., 1963. Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej. Dokum. geogr. IG PAN. Warszawa. Streszczenie franc. Genèse du Presqu'île de Hel sur la base du developement du golfe de Gdańsk. Baltica, t. 1, Vilnius.
- [11] Bączyk J., 1964. Le banc de sable de Hel et la compaction des sédiments littoraux. Földrajzi Értésítő, XIII, ÉVF, 3 Füzet., Budapest.
- [12] Bączyk J., Nowak B., 1965. Die Bodenbeschaffenheit der Sandbank von Hel und Ihre Erforschungsmittels sedimentpetrographischer Methode. Baltica, t. 2, Vilnius.
- [13] Bączyk J., 1966. La différenciation des masses d'eaux, leurs mouvements et les influences atmosphériques dans la Baltique Méridionale. Cah. Océanogr. No 9, Paris. Streszcz. franc. zam., Second Intern. Océanogr. Congr. Abstr. pap., Moscow.
- [14] Bączyk J., 1967. Die geomorphologische Entwicklung der Bucht von Gdańsk im Holozän. Baltica, t. 3, Vilnius.
- [15] Бончик Ю., 1967. Водные массы Южной Балтики и их основные свойства. Океанология, т. VII, выпуск 2, Москва.

- [16] Бончик Ю., 1967. О связи между циркуляцией атмосферы и движением вод в бассейне Южной Балтики. Вестн. Лен. Университета, т. 12, выпуск 2, Ленинград.
- [17] Brogmus W., 1952. Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. Kie-ler Meeresforsch., Bd. 9, H. 1, Kiel.
- [18] Bruns E., 1958. Ozeanologie. Bd. 1, 2. Berlin.
- [19] Булгаков Н. П., 1961. К вопросу об определении глубины плотного перемешивания. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, Москва.
- [20] Cooper L. H. N., 1961. The oceanography of the Celtic Sea-Wind drift. Journ. Biol. Soc. U. K., vol. 41, London.
- [21] Цикунов В. А., 1958. Упрощенная теория конвективного перемещения вод в верхних слоях моря. Тр. ГОИН'а, вып. 42, Москва.
- [22] Czekañska M., Dziaduszeko Z., 1963. Spiętrzenie wód u polskiego wybrzeża Bałtyku. Bad. Fizjogr. n. Polską Zach., t. 13, Poznań.
- [23] Defant A., 1961. Physical Oceanography. vol. I, II., Pergamon Press, London.
- [24] Dietrich G., 1959. Die natürlichen Regionen von Nord und Ostsee auf Hydrographischer Grundlage. Kiel. Meeresforsch. Bd. 6, H. 2, Kiel.
- [25] Demel K., 1955. Bałtyk. Czas. geogr., T. 26, z. 4, Warszawa-Wrocław.
- [26] Ekman V. M., 1905. On the influence of the Earths rotation on ocean currents. Ak. Mat. Fys., nr 2. Bergen.
- [27] Fonselius S., 1962. Hydrography of the Baltic deep basins. Fishery Board of Sveden. Ser. Hydrogr. Rep., nr 23, Lund.
- [28] Galon R., 1960. Problem of geomorphological classification of the Polish coasts. Przegl. geogr., t. 32, Suppl., Warszawa.
- [29] Głowiñska A., 1954. Prądy konwekcyjne w Bałtyku. Prace Mors. Inst. Rybac., nr 7, Gdynia.
- [30] Hansen W., 1956. Theorie zur Errechnung des Wasserstandes und der Strömungen in Randmeeren nebst Anwendungen. Tellus, H. 8, Berlin.
- [31] Hela I., 1951. On the energy exchange between the sea and the atmosphere in the Baltic area. Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, Helsinki.
- [32] Hückel S., 1952. Bilans energetyczny i materiałowy ruchu rumowiska przybrzeżnego. Techn. i Gospod. Mors., nr 8, Gdańsk.
- [33] Jacobsen J. P., 1927. Eine graphische Methode zur Bestimmung des Vermischungskoeffizienten in Meere. Gerland Beiträge Geophysik, vol. 16, Leipzig.
- [34] Jankowska W., 1960. Synoptyczne warunki występowania wysokich stanów w Zalewie Wiślanym. Wiadom. Służby Hydrol. Meteorol., z. 2, Warszawa.
- [35] Jegorova W. A., 1961. Influence of wind conditions on the salt composition of the northeastern part of the Black Sea. Trudy Inst. Okiean. AN, Moscow.
- [36] Johnson N. G., Kullenberg B. 1951. On radiant energy measurement in the sea. Svenska Hydrol. biol. Komm. skrifter ser. 3, Hydrography, Stockholm.
- [37] Johnson J. W., 1957. The littoral drift problem at shoreline harbours. Proc. Ann. Soc. Engin. Journ. of Waterways and Harbours, vol. 83, New York.
- [38] Karwowski J., 1960. W sprawie morskich prądów powierzchniowych. Arch. Hydrot., t. 7, z. 3, Gdańsk.
- [39] Kandler R., 1951. Der Einfluss der Wetterlage auf die Salzgehaltschi-

- chtung im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. Deutsche Hydrogr. Zeitschr., Bd. 4/5/6, Hamburg.
- [40] Kowalik Z., 1966. Wpływ uwarstwienia mas wodnych na procesy dynamiczne w Bałtyku. Acta Geoph. Polon., vol. XIV, nr 4, Warszawa.
- [41] Kowalski T., 1965. Metoda określenia ruchu rumowiska w strefie przybrzeżnej. III Sesja Nauk. Inst. Mors., 21—23. X. 1965, Gdańsk.
- [42] Китайгородский С. А., 1961. К теории турбулентного перемещения в море в связи с расчётом толщин верхнего и изотермического слоя. Тр. ИО АН СССР, т. 2, Москва.
- [43] Kluźniak S., 1965. Wahania poziomu wody u polskiego wybrzeża Bałtyku w zależności od składowej poziomej gradientu ciśnienia atmosferycznego. Wiad. Służby Hydrol. Meteorol., z. 59, Warszawa.
- [44] Lacombe H., Richez C., 1961. Contributions à l'étude du régime du détroit de Gibraltar. Cah. Océanogr., N° 51, Paris.
- [45] Leavastu T., 1962. Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. Merentutkimuslaitoksen Julkaisu, No 195, Helsinki.
- [46] Lisowski K., 1961. Nieokresowe wahania poziomu Bałtyku pod wpływem czynników anemobarycznych. Arch. Hydrotechn., t. 8, z. 1, Gdańsk.
- [47] Lisitzin E., 1955. Observations on currents and winds made on board Finish lightships during the years: 1952, 1953, 1954. Merentutkimuslaitoksen Julkaisu, No. 167, Helsinki.
- [48] Lisitzin E., 1961. Relation entre la pression atmosphérique et le niveau de la mer Baltique. Revue Hydrogr. Intern. vol. 38, No 2, Monaco.
- [49] Лонгинов В. В., 1963. Динамика береговой зоны бесприливных морей. Изд.-во АН СССР, Москва.
- [50] Лазаренко Н. Н., 1961. Колебание уровня Балтийского моря. Тр. ГОИИ'а, вып. 65, Ленинград.
- [51] Łomniewski K., 1960. Hydrographic problems at the Polish Baltic coast. Przegl. geogr., t. 32, Suppl., Warszawa.
- [52] Łomniewski K., 1964. Południowy Bałtyk w świetle polskich badań hydrograficznych. Zesz. geogr. WSP, nr V/VI, Gdańsk.
- [53] Materiały obserwacyjne Zakładu Oceanografii Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego w Gdyni, w zakresie hydrologii i meteorologii południowego Bałtyku dla lat 1950—1965. Gdynia.
- [54] Majewski A., 1961. Ogólna charakterystyka wahań poziomu wód u polskiego wybrzeża. Biul. PIHM, nr 4. Warszawa.
- [55] Mandelbaum H., 1958. Discussion of "Evidence for a critical wind velocity for air-sea boundary processes" and "Change in the relationship between wind and surface water movement at higher wind speeds". Trans. Amer. Geophys. Un., No. 3, New York.
- [56] Munk W. H., 1947. A critical wind-speed for air-sea boundary processes. Journ. Mar. Res., vol. 6, New York.
- [57] Munk W. H., 1949. The solitary wave theory and its applications to surf problems. N. Y. Acad. Sci. Ann., vol. 51, 3, New York.
- [58] Mańkowski W., 1962. Makroplanktonowe wskaźniki wlewów wód słonych do Bałtyku. Przegl. Zool., t. 6, z. 1, Warszawa.
- [59] Meissner O., 1941. Einfluss der Zirculationänderungen der Luftdruckes auf der Wasserstand der Ostsee. Ann. der Hydrogr. u. Marit. Meteorologie, Berlin.

- [60] Munch-Petersen J., 1936. Über Materialwanderungen am den Küsten des Baltischen Meeres. V-te Hydrolog. Konfer. der Balt. Staaten, Helsingfors.
- [61] Palmén E., 1930. Beitrag zur Berechnung der Strömungen in einem begrenzten und geschichteten Meere. Conseil Perm. Intern. de l'Explor. des mers. Rapp. Proc. Verb., nr 64, Helsinki.
- [62] Piątek W., 1966. Warunki konwekcyjnego mieszania się warstw wodnych w Bałtyku. Rękopis w Mors. Inst. Ryb. w Gdyni.
- [63] Pettersen O., 1933. Innere Bewegung in der Zwischen-schichten des Meeres und Atmosphäre. Nord. Acta Reg. Soc. Sci. Upsaliensis. Upsala.
- [64] Piechura J., Wojnicz B., Kowalewski J., 1963. Hydrologiczne i meteorologiczne badania Bałtyku w okresie 1958—1960. Wyd. Komunik., Warszawa.
- [65] Piasecki D., 1957. Udział Ławicy Słupskiej w kształtowaniu rumowiska przybrzeżnego. Czas. geogr., t. 28, z. 3 i 4, Warszawa-Wrocław.
- [66] Rein F., 1959. Weather typing with regard to dynamic climatology. Geoph. Inst. Czechoslov. Acad. Scient., Prague.
- [67] Roll H., 1952. Über die Ausbreitung der Meereswellen unter der Wirkung des Windes. Deutsche Hydrogr. Zeitschr. Bd 5, H. 2/3, Hamburg.
- [68] Rossby C. G., Montgomery R. B., 1935. The layer of frictional influence in wind and ocean currents. Pap. Phys. Oceanogr., vol. 3, New York.
- [69] Rossby C. G., "Current problems in meteorology", "The atmosphere and the sea in motion", The Rossby Memorial Volume. Bert Bolin ed., The Rockefeller Inst. Press. New York.
- [70] Saint Guily B., 1959. Sur la solution du problème d'Ekman. Hydrogr. Zeitschr., Bd 12, Hamburg.
- [71] Schuliak B. A., 1962. Vitesse de migration des rides et courants de particules au dessus d'un fond à structure périodique. Cah. Océanogr., 14/17, Paris.
- [72] Соскин Л. Л., 1960. Многолетние колебания гидрологических характеристик Балтийского и Каспийского морей и солнечная активность. Изд-во АН СССР, т. 7, Москва.
- [73] Słomianko P., 1960. Badania brzegowe na Półwyspie Helskim. Prace Inst. Morsk., Ser. I, nr 4, Gdańsk.
- [74] Stommel H., 1957. A survey of ocean current theory. Deep-Sea Res., No. 4, Washington.
- [75] Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H. 1942. The oceans. New York.
- [76] Штокман В. В., 1949. Исследование влияния ветра и рельефа дна на результирующую циркуляцию и распределение масс в неоднородном океане или в море. Тр. Ин-та Океанол. АН СССР, т. 3, с. 3, Москва.
- [77] Шадрин И. Е., 1966. Теория течения в береговой зоне бесприливных морей. Тр. ИО АН СССР, (в печати), Москва.
- [78] Тимофеев В. Т., Паньков В. В., 1962. Косвенные методы выделения и анализа водных масс. Гидрометеоиздат, Ленинград.
- [79] Wattenberg H., 1941. Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. Ann. Hydrogr. u. Marit. Meteorol., nr 9, Hamburg.
- [80] Weidemann H., 1950. Untersuchungen über unperiodische und periodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee. Kieler Meeresforsch., Bd 7, H. 2, Kiel.

- [81] Wiktor J., Wiktor K., 1960. Niektóre właściwości hydrologiczne wód Zatoki Pomorskiej. Prace Morsk. Inst. Rybac., nr 11, A, Gdynia.
- [82] Wojnicz B., 1952. Wlew wód słonych do Bałtyku zaobserwowany w listopadzie 1951 roku. Przegl. geofiz., z. 1 i 2. R.2, Warszawa.
- [83] Wojnicz B., Kwiecień K., Kowalewski J., 1961. Hydrologiczne i meteorologiczne badania Bałtyku w okresie lat 1957—1958. Wyd. Komunikac. Warszawa.
- [84] Волков П. А., 1961. О значении максимальных донных скоростей в береговой зоне при волнении. Океанология, т. 1, вып. 3, Москва.
- [85] Zoré-Armanda M., 1964. Les masses d'eaux de la mer Adriatique. Split.
- [86] Зданович В. Г., 1963. Причинение аэрометодов для исследования моря. Изд-во АН СССР, Москва-Ленинград.
- [87] Зенкович В. П., 1961. Польские побережья Балтики. Тр. Океан. Ком., т. 1, 2, Москва.
- [88] Зенкович В. П., 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, Москва.
- [89] Зубов Н. Н., 1955. Избранные труды по океанологии. Москва.
- [90] Жуков Л. А., 1961. Определение коэффициента вертикальной температуро-проводности в море при измерениях температуры. Тр. ЛГМИ, вып. 10, Изд-во ЛГУ, Ленинград.

ЮЗЕФ БОНЧИК

ВОДНЫЕ МАССЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И ВЛИЯНИЕ ИХ ДВИЖЕНИЙ НА ПОЛЬСКУЮ ПРИБРЕЖНУЮ ЗОНУ

Основой настоящей работы являются результаты гидрологических наблюдений, выполненных после окончания второй мировой войны за время исследовательских рейсов на польских судах: Балтык, Компас и Дельта, на территории южной Балтики.

Целью работы является определение динамических свойств балтийских водных масс, их важнейших движений и влияния этих движений на прибрежную зону польского побережья.

Гидрологические условия южной части Балтийского моря представляют собой классический пример такой структуры воды, когда различные по генезису воды разделяет промежуточный слой воды. С точки зрения физико-химических свойств эти воды представляют собой три независимых массы воды, у которых постоянные физико-химические свойства. Их можно представить следующим образом:

Водная масса	физико-химические свойства воды		
	T°	$S^{\text{‰}}$	σ_t
поверхностная (P)	0,0–20,0	7–8,5	4,5–6,5
промежуточная (S) океанического влияния (A)	2,0–6,0	8,0–10,0	7,0
	4,5–12,0	10,0–21,0	7,5–20,0

Подразделение вод на отдельные массы и изменчивость их признаков в границах приведенных разделов, зависит от величины притока океанических вод через датские проливы, от объема речных вод попадающих в море и от активности нижних слоев атмосферы, которая проявляется в разные периоды года.

Масса поверхностных вод представляет собой смесь речных и океанических вод. Она образуется под влиянием трения атмосферы на

поверхность воды. Размер атмосферного стресса τ определяет глубину, до которой осуществляется смешивание поверхностной воды и намечает на этой основе верхний предел массы промежуточных вод.

У массы промежуточных вод наиболее постоянные физико-химические признаки и устойчивая плотность. Эта масса вод образуется в условиях повышенной солености и более высокой температуры вод, которых приток осуществляется низом с датских проливов и зависит также от солености и температуры поверхностной массы воды. Даже летом, когда температура поверхностных вод поднимается и становится выше температуры придонных вод из-за значительного различия солености воды, она не в состоянии влиять на плотность водных масс.

Воды приходящие низом из датских проливов образуют отдельную массу, у которой самая большая плотность и которая постепенно направляется на восток. Приток этих вод в Балтийское море нерегулярный и остается в зависимости от изменений атмосферных условий господствующих над областью проливов и над прилегающими к ним частями Северного и Балтийского морей.

Мощность слоя поверхностных вод самая большая на востоке равняется ок. 60 м — и уменьшается к западу до ок. 30 м. Мощность слоя промежуточных вод колеблется от 10 до 15 м и всегда она больше в период предшествующий приход океанических вод. Независимо от перемешивания вод под воздействием атмосферы (стресса) осуществляется еще в каждой массе воды ее конвекционное перемешивание, которое определяет динамическое равновесие вод. Динамическое равновесие каждой из масс воды определяется доминирующим равновесием частиц воды находящихся в этих массах. Положительное равновесие $E > 0$ является признаком придонных вод, тогда как воды поверхностной массы находятся в отрицательном равновесии $E < 0$. Неутральное равновесие $E = 0$ является характерным признаком промежуточных вод.

Цикл изменчивости физико-химических свойств признаков воды в ее массах является постоянным процессом, обуславливающим частично обмен вод между морем и океаном. Цикл этих изменений можно написать в следующем виде: приход океанических вод \rightarrow масса придонных вод (A) \rightarrow масса промежуточных вод (S) \rightarrow масса поверхностных вод (P) \rightarrow сток балтийских вод в океан.

Циркуляция атмосферы обусловленная изменением давления, вызывает синхронные движения балтийских вод и регулярную изменчивость их физических и химических признаков. В классификации циркуляционных систем выделяются следующие группы случаев с регулярными изменениями движения и признаков воды: циклонич-

ческую, антициклоническую, смешанную и инертную. Изменчивость движения вод и их физико-химических признаков в системах циклонической и антициклонической циркуляции обнаруживает причинную связь, которой графическую картину представляет синусоида с признаками волны, которой крайние элементы определяют центры циркуляционных систем. Изменения отдельных физико-химических признаков воды согласуются с определенным волной путем и представляются следующим образом:

Род атмосферной циркуляции	Тенденция изменяющегося давления	Изменения гидрологических параметров					
		В прибрежных водах			На поверхности в центре Бассейна		Плотность воды в 60 м слое $D_1 = 20$ м $D_2 = 80$ м
		00NN	$T^{\circ}\text{C}$	$S^{\text{‰}}$	$T^{\circ}\text{C}$	$S^{\text{‰}}$	
циклоническая	→ до максимума	+	+	-	-	+	-
	→ до минимума	-	-	+	+	-	-
антициклоническая	→ до максимума	-	-	+	+	-	+
	→ до минимума	+	+	-	-	+	+

→ наменяющие признаки циркуляции, положительный знак (+) определяет увеличение, отрицательный знак (-) его убиль или падение.

Смешанные системы водной циркуляции связаны с неясно выраженными циклонами и антициклонами. Характерным признаком этих систем являются неясно выраженные изменения гидрологических параметров и уровень моря (00NN) близкий к средней величине.

Небольшие разницы атмосферного давления в двух крайних точках этой части моря вызывают инертные системы циркуляции вод. Решающим фактором движения вод является тогда центробежная сила (CF) и кориолисова сила (fc), которые в это время уравниваются ($CF = fc$). Движение воды в это время осуществляется по антициклонических путях с периодом равным $1/2$ маятника/сутки. Циркуляция эта воздействует главным образом на массу поверхностных вод; воды расположенные ниже перемещаются согласно различиям характеризующим плотность воды.

На территории южной Балтики линейные движения поверхностной воды вызванные атмосферой (стресс) выступают от поверхности до дна (модель Экмана), но из за притока океанических вод с одного и того же направления подлежат дополнительным модификациям. Поверхностные движения обнаруживают зависимость от следующих элементов:

- а. Система циклонической циркуляции $W = 38^{\circ}6,0 \sqrt{V}$
- б. Система антициклонической циркуляции $\bar{w} = 19^{\circ}6,6 \sqrt{V}$
- в. Система смешанной циркуляции $W = 28^{\circ}6,3 \sqrt{V}$

где W — скорость течения, в см/сек, V — скорость ветра в м/сек. Угловые величины обозначают постоянное отклонение течения от географического направления.

Основным направлением, в котором перемещаются воды в польской прибрежной зоне является движение с запада на восток, вызываемое притоком с запада массы воздуха циклонической циркуляционной системы. Это движение обнаруживается ярче всего на открытой части побережья на его участке от Дзивнова до полуострова Хель. Южное побережье Померанской бухты частично изолировано от перемещения балтийских вод к востоку. Таким образом в прибрежной зоне бухты преобладает движение воды с западным направлением. Это имеет локальный характер. В восточной части польского побережья направление перемещения воды изменяется и оно здесь находится в оппозиции по отношению к центробежной и кориолисовой силам и к преобладающему здесь направлению ветра. Это является причиной нерегулярной циркуляции вод в Гданской Бухте.

Анализ гидрометеорологических элементов, полученных во время рейсов на открытом море и в его прибрежной зоне, позволил разобраться в комплексной изменчивости гидрологических параметров. Полученные результаты имеют прогностическое значение.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

- Рис. 1. Станции наблюдений в районе Южной Балтики.
1 — станции суточных наблюдений, 2 — пункты наблюдений, 3 — символы и номера пунктов наблюдений.
- Рис. 2. Температура и соленость, содержание кислорода в воде и её плотность в Борнхольмском бассейне.
1 — 18 II 1960 h 20,15, 2 — 21 II 1960 h 20,00.
- Рис. 3. Диаграмма температуры и солености (TS) для всех южнобалтийских наблюдений сделаны в 1961 г.
1 — средние годовые TS, 2—5 — средние сезонные TS: 2 — 13—25 II 1961, 3 — 2—25 V 1961, 4 — 7—19 VIII 1961, 5 — 24 X—9 XI 1961.
- Рис. 4. Смена позиции зоны раздела поверхностных вод от придонных в разных южнобалтийских бассейнах в 1959—1962 г.

- Рис. 5. Физические и химические свойства вод и их движения отмечанные в пункте Р-5 в Борнхольмском бассейне.
 а — суточная диаграмма температуры и солености (*TS*) из дни 5—6 VI 1960 г. 1 — *h* 7,00, 2 — *h* 11,00, 3 — *h* 15,00, 4 — *h* 19,00, 5 — *h* 23,00, 6 — *h* 1,00, 7 — *h* 5,00. 0, 40, 80, 82 — глубина в м.
 б — направление и скорость течений по разным глубинам.
 с — смены физических и химических свойств воды в зависимости от времени и глубины 1 — *T*, *S*, *O*, σ_t 5 VI *h* 7,00, 2 — *T* 8 VI 1960 *h* 5,00, 3 — *S* 8 VI *h* 5,00, 4 — *O* 8 VI *h* 5,00, 5 — σ_t 8 VI *h* 5,00.
- Рис. 6. Смены физических и химических свойств воды причиняемые отдалением бассейнов от океана.
 Р-1 — 8 VIII 1960 *h* 17,25, Р-2 — 9 VIII 1960 *h* 8,40, Р-4 — 9 VIII 1960 *h* 19,55, Р-5 — 9 VIII 1960 *h* 23,25, Р-6 — 10 VIII 1960 *h* 10,15, Р-7 — 10 VIII 1960 *h* 14,40, числа от 15 до 105 на кривых — глубина в м.
- Рис. 7. Плотность вод зимой 1960 г. (17—19 II).
 1 — свойства воды в пунктах измерений, 2 — линии одинаковой плотности.
- Рис. 8. Плотность вод весной 1960 г. (1—5 VI).
 1 — свойства воды в пунктах измерений, 2 — линии одинаковой плотности.
- Рис. 9. Плотность вод летом 1960 г. (8—11 VIII).
 1 — свойства воды в пунктах измерений, 2 — линии одинаковой плотности.
- Рис. 10. Плотность вод осенью 1960 г. (24—28 X).
 1 — свойства воды в пунктах измерений, 2 — линии одинаковой плотности.
- Рис. 11. Диаграмма *TS* и физические и химические смены вод в годах 1959—1962.
- Рис. 12. Влияния втекания океанических вод на объем водных масс Южной Балтики в 1960 г.
 Р-1 — Р-7 — пункты измерений, *z* — измерения зимой, *w* — измерения весной, *l* — измерения летом, *j* — измерения осенью.
- Рис. 13. Диаграмма смешивания вод Южной Балтики для всех сезонов 1960 г.
 1 — направления смешивания вод, числа от 10 до 90 — качества в процентах вод разных родов.
- Рис. 14. Общая тенденция перемещения водных масс Южной Балтики и их среднего объема.
 Р-1 — Р-7 — пункты измерений в исследованных бассейнах, 1 — тенденция перемещения.
- Рис. 15. Циркуляция вод в зависимости от давления и движения атмосферы.
- Рис. 16. Изменения температуры поверхностных вод под влиянием атмосферического давления.
- Рис. 17. Волновой характер гидрологических изменений на польском побережье в днях 9—15 VIII 1960 г.
- Рис. 18. Примеры волновых гидрологических изменений наклоненных различным типом атмосферической циркуляций.
 λ — расстояние волновых изменений возникающих в одной системе циркуляции.
- Рис. 19. Отношение зависимости между скоростью ветра, волнением и глубиной смешивания поверхностных вод.
 1 — согласно Свердрупом-Мунком (1942) где $N \frac{1}{3} = 2667 \cdot 10^{-3} V^2$. 2 — согласно автором для Балтики (1965), 3 — согласно Лумбы (1955).
- Рис. 20. Движения воды причиняемые их различной плотностью и их смешивание на примере измерений сделанных в Борнхольмском бассейне в 1960 г.
 1 — температура и соленость вод на глубине 40 м, 2 — температура и соленость вод на глубине 50 м, 3 — температура и соленость вод на глубине 60 м, 4 — направления течений; а — модель смешивания вод неоднородных с большей плотностью при поверхностных притоках; б — модель смешивания вод неоднородных с большей плотностью при придонных притоках.
- Рис. 21. Физические и химические свойства воды и их движения в разрезе Карльсхамн-Устка.
 а — диаграмма *TS* для вод Борнхольмского бассейна за срок 3—5 VI 1960 г. 1 — Р-8

3 VI h 19,35, 2 — P-9 3 VI h 22,30, 3 — P-10 4 VI h 7,35, 4 — P-11 4 VI h 10,45, 5 — P-5 4 VI h 14,15, 6 — P-13 4 VI h 19,35, 7 — P-15 5 VI h 0,45, числа от 30—75 — глубины наложенных проб с водой; b — направления и скорость течений в зависимости от глубины и расположения пунктов измерений в бассейне.

Рис. 22. Перпендикулярное расположение направлений течений в зависимости от разных систем атмосферической циркуляций.

a — в антициклонической системе, b — в циклонической системе, 10—80 — направления течений по глубинам в м.

Рис. 23. Теоретическая основа и примеры инерционной циркуляции вод в районе Южной Балтики.

a — расположение сил действующих инерционную циркуляцию вод, b — циклострофическая система циркуляции в пункте P-5 в днях 12—13 VIII 1960 г., c — инерционная циркуляция поверхностных вод в Борнхольмском бассейне в днях 12—13 VIII 1960 г., $R = \frac{c_2}{(\Omega \sin \varphi)}$, $t = \frac{12h}{\sin \varphi}$, d — связь инерционной циркуляции вод Южной Балтики исследована в разных пунктах в периоде 8—10 VIII 1960 г., P-1 — 8 VIII h 17,25, P-2 — 9 VIII h 8,40, P-4 — 9 VIII h 19,55, P-5 — 9 VIII h 23,00, P-6 — 10 VIII h 10,15, P-7 — 10 VIII h 14,40.

Рис. 24. Нерегулярная циркуляция вод в Гданской бухте дня 9 XI 1960 г.

Рис. 25. Оппозиционные направления течений в отношении к направлениям ветра в пункте P-5 в Борнхольмском бассейне в днях 21—22 II 1960 г.

Рис. 26. Рефракция волнения в прибрежной зоне согласно В. Г. Здановичу. A, B, C — участки береговой линии.

Рис. 27. Изменения направления движения воды в прибрежной зоне.

a — перемещение воды к берегу в зависимости от глубины, b — различия направлений движений вод при волнении перпендикулярном к берегам.

Рис. 28. Процентный удел направлений ветра и его средней скорости на участке Свиноуйсьце—Крыница Морска в периоде десятилетия 1951—1960.

I—XII — средняя за год, IX—II — средняя осень—зима, III—VIII — средняя весна—лето.

Рис. 29. Числа дней с сильным ветром для разных пунктов польского побережья в периоде десятилетия 1951—1960.

SW, NW, NE, SW, W, N — стороны мира в секторе дающим сильные ветры, I—XII — количество дни в десятилетью, IX—II — количество дни в десятилетью в периодах осень—зима, III—VIII — количество дни в десятилетью в периодах весна—лето.

Рис. 30. Движения воды в польской прибрежной зоне в периоде десятилетия 1951—1960.

a — перемещение по параллели и средние скорости течений, b — разница средних скоростей течений и преужество направлений перемещения воды, II—XII — средняя за год, IX—II — средняя осень—зима, III—VIII — средняя весна—лето.

Рис. 31. Тенденция движений вод в польской прибрежной зоне в пределах года для десятилетия 1951—1960.

1 — основы вычислений скорости течений, 2 — направление движения воды, 3 — символы скорости ветра, WΔ — разница направления и скорости течений в сутки/год. Течения расположенные на розах ветра — W — 1 см = 5 см/сек.

Рис. 32. Природные наносы и вероятные направления их перемещения в польской прибрежной зоне.

1 — участки берегов с клифом, 2 — пространство аккумуляции песков, 3 — пространство песков и галки, 4 — зона абразий пещанного дна, 5 — абразия, дна не покрытого песком, 6 — пещанное дно и направление перемещения песков, 7 — тенденция движений вод в периодах года, 8 — илы серые, 9 — илы пещанные.

JOSEPH BĄCZYK

LES MASSES D'EAUX DE LA MER BALTIQUE MÉRIDIIONALE ET L'INFLUENCE DE LEURS MOUVEMENTS SUR LA ZONE LITTORALE POLONAISE

L'étude base sur les observations hydrologiques faites après la deuxième guerre mondiale par les navires hydrologiques Bałtyk, Kompas et Delta sur l'espace sud-baltique.

Le but de l'étude vise à déterminer les traits dynamiques caractérisant les masses d'eaux de la mer Baltique, à déterminer leurs mouvements les plus importants et les influences de ces mouvements sur la zone littorale polonaise.

Les conditions hydrologiques dans la partie méridionale de la mer Baltique constituent un exemple classique de la structure d'eaux à deux couches. Ces deux couches, particulières au point de vue génétique, sont séparées par une nappe d'eaux intermédiaires. Vu la stabilité des conditions physico-chimiques des eaux on peut les classifier en trois masses, dont les caractéristiques sont comme suit:

Masses d' eaux	Caractéristiques physico-chimiques		
	Température T°C	Salinité S‰	Densité σ_t
Superficielle (P)	0,0—20,0	7,0—8,5	4,5—5,5
Intermédiaire (S)	2,0—6,0	8,0—10,0	7,0
Des apports océaniques (A)	4,5—12,0	10,0—21,0	7,5—20,0

La dimension des masses d'eaux et la variation de leurs propriétés dépendent de la grandeur des apports océaniques venant par les détrois danois, du volume des eaux fluviales ainsi que de l'activité des couches inférieures de l'atmosphère manifestée au cours de différentes périodes de l'année.

La masse d'eaux superficielles constitue un mélange des eaux fluviales avec celles océaniques provoqué par le stress d'atmosphère. La profondeur atteinte par l'action de l'atmosphère indique en même temps le niveau de la surface supérieure de la masse d'eaux intermédiaires.

La masse d'eau intermédiaire se caractérise par ses traits physico-chimiques les plus constants et par sa densité invariable. La formation de cette masse d'eau est influencée par la salinité et la température plus élevées des eaux du fond venant par les détroits danois, ainsi que par la salinité et la température de la masse d'eaux superficielles. Même en été, bien que la température des eaux de la surface s'élève au-dessus de celle des eaux du fond, elle n'influence pas sur la densité des masses vu les différences en salinité.

Les eaux venant par les détroits danois forment une masse séparée se caractérisant par sa densité accrue. Cette densité diminue de plus en plus dans la partie est de la mer. Les apports océaniques sont irréguliers et ils dépendent des changements des conditions atmosphériques dans la zone des détroits et dans les parties de la mer du Nord et de la mer Baltique, y contigues.

Le volume des eaux superficielles accroit dans la partie est de la mer. Il atteint 60 m environ et diminue vers l'ouest à 30 m environ. La nappe des eaux intermédiaires s'élève à 10—15 m. Elle augmente dans la période qui précède les apports océaniques.

Indépendamment du procès de mélange des eaux influencé par le stress atmosphérique on observe aussi le procès de mélange par convection; ceci détermine l'équilibre dynamique des masses. L'équilibre dynamique de différentes masses est déterminé par l'équilibre dynamique des particules d'eaux constituant ces masses. L'équilibre positif $E > 0$ caractérise des eaux du fond, l'équilibre négatif $E < 0$ — les eaux superficielles et l'équilibre indifférent $E = 0$ — les eaux intermédiaires.

Le cycle des changements des caractéristiques physico-chimiques des masses d'eaux comporte un procès permanent qui provoque en partie la circulation des eaux entre la mer et l'océan. On peut enregistrer ce procès par la formule suivante: apports océaniques \rightarrow masses d'eaux du fond (A) \rightarrow masse d'eaux intermédiaires (S) \rightarrow masse d'eaux superficielles (P) \rightarrow \rightarrow écoulement des eaux baltiques vers l'océan.

La circulation atmosphérique influencée par la pression variée provoque des mouvements synchroniques des eaux de la mer Baltique et un changement régulier de leurs traits physico-chimiques. Au point de vue de régularité des changements des mouvements et des caractéristiques des eaux on a classifié les systèmes de circulation en trois groupes et notamment: en circulation cyclonique, anticyclonique, mixte et inerte. Le changement des mouvements des eaux et de leurs caractéristiques physico-chi-

miques dans les système de la circulation cyclonique et anticyclonique se présente en une courbe sinusoïdale, dont les éléments extrêmes indiquent le centre des systèmes de circulation. Les changements des caractéristiques sont comme suit:

Systeme de la circulation atmosphérique	Tendances des changem. de la pression	Changements des paramètres hydrologiques					
		Dans les eaux côtières			Sur la surface au centre du bassin		Densité dans la couche 60 m $D_1 = 20$ m $D_2 = 80$ m
		00 NN	T°C	S‰	T°C	S‰	
Cyclonique →	au maximum	+	+	-	-	+	-
	au minimum	-	-	+	+	-	-
Anticyclonique →	au maximum	-	-	+	+	-	+
	au minimum	+	+	-	-	+	+

→ - le changement des traits de la circulation

+ - accroissement de la valeur

- - diminution de la valeur.

Les systèmes de la circulation mixte sont influencés par les cyclones et anticyclones embrouillées. Ce type de circulation se caractérise par des changements irréguliers des paramètres hydrologiques et le niveau de la mer (00 NN) à valeur près de moyenne.

Les petites différences de la pression atmosphérique entre deux points extrêmes manifestées dans cette partie de la mer causent la circulation inerte des eaux. Les éléments principaux provoquant le déplacement des eaux sont: la force centrifuge (CF) et la force de Coriolis (fc) lesquelles à ce moment s'égalisent ($CF = fc$). Sous l'influence de ces forces égalisées l'eau est déplacée par les voies anticycloniques avec une période bien déterminée égale à $1/2$ pendule/jour. Ce n'est que la masse d'eau superficielle qui se déplace sous l'influence de ce système de circulation. Les eaux qui se trouvent plus bas ne se remplacent qu'en relation avec la densité de l'eau.

Les déplacements linéaires des eaux superficielles de la mer Baltique influencés par des différents systèmes de circulation de l'atmosphère (stress) se font voir de la surface jusqu'au fond (modèle d'Ekman), mais étant donné le sens unique des apports océaniques ils sont soumis aux modifications supplémentaires. Les mouvements superficiels apparaissent en relation comme suit:

- Système de la circulation cyclonique $W = 38^{\circ}6,0 \sqrt{V}$
- Système de la circulation anticyclonique $W = 19^{\circ}6,6 \sqrt{V}$
- Système de la circulation mixte $W = 28^{\circ}6,3 \sqrt{V}$

où W — la vitesse du courant en cm/sec, V = la vitesse du vent en m/sec. Les valeurs angulaires indiquent une déviation constante du courant par rapport à la direction géostrophique.

Dans la zone littorale polonaise il existe une tendance permanente de déplacement des eaux dirigées de l'ouest vers l'est et influencées par le vent en système cyclonique. Cette tendance de déplacement des eaux est la plus bien marquée dans la partie de la mer ouverte c'est-à-dire de Dziwnów à Hel. Les côtes méridionales du golfe de Poméranie sont en partie isolées d'écoulement des eaux de la Baltique vers l'est. Dans la zone côtière du golfe de Poméranie on observe alors la prépondérance de la circulation des eaux vers l'ouest. Ce phénomène a le caractère local. Dans la partie est du littoral polonais se fait voir le changement des directions de déplacement opposé à la force centrifuge, à la force de Coriolis et à la direction prépondérante du vent. Ceci cause une circulation irrégulière des eaux dans le golfe de Gdansk.

L'analyse simultanée des observations hydrométéorologiques provenant de la mer ouverte et de sa partie littorale a donné des matériaux pour des études complexes sur la variabilité des paramètres hydrologiques.

Les résultats obtenus possèdent une valeur pronostique.

EXPLICATIONS DES FIGURES

- Fig. 1. Stations d'observations dans la mer Baltique méridionale
1 — stations pour observations de 24 heures, 2 — points des mesures, 3 — symboles et numéros des points des mesures
- Fig. 2. Température et salinité, contenance de l'oxygène dans l'eau et densité de l'eau dans le bassin de Bornholm
le 1—18.II.1960 h 20,15 le 2—21.II.1960 h 20,00
- Fig. 3. Diagramme de la température et salinité (TS) pour toutes les observations faites en 1961 dans la mer Baltique méridionale
1 — moyenne annuelle TS , 2 — 5 moyennes de saisons TS , 2 — le 13—25.II.1961, 3 — le 2—25.V.1961, 4 — le 7—19.VIII.1961, 5 — le 24.X. — 9.XI.1961
- Fig. 4. Changements de la profondeur de la zone de séparation des eaux superficielles de l'eau du fond en 1959—1962
- Fig. 5. Caractéristiques physico-chimiques des eaux et de leurs mouvements observés au point P-5 dans le bassin de Bornholm
a — diagramme de la température et salinité (TS) du 5—6. VI. 1960
1 — h 7,00, 2 — h 11,00, 3 — h 15,00, 4 — h 19,00 5 — h 23,00, 6 — h 1,00, 7 — h 5,00, 0,40, 80, 82 — profondeur en m
b — directions et vitesses des courants pour des différentes profondeurs
c — changements physico-chimiques des eaux par rapport au temps et à la profondeur
1 — T, S, O, c_t le 5.VI. h 7,00, 2 — T le 8.VI.1960 h 5,00, 3 — S le 8.VI. h 5,00, 4 — O le 8.VI. h 5,00, 5 — c_t le 8.VI. h 5,00
- Fig. 6. Changements physico-chimiques des eaux influencés par leurs séparations de l'océan
1 — P-1 le 8.VIII.1960 h 17,25, 2 — P-2 le 9.VIII.1960 h 8,40, 3 — P-3 le 9.VIII.1960 h 16,00, 4 — P-4 le 9.VIII.1960 h 19,55, 5 — P-5 le 9.VIII.1960 h 23,25, 6 — P-6 le 10.VIII.1960 h 10,15, 7 — P-7 le 10.VIII.1960 h 14,40, chiffres de 15 à 105 sur les courbes indiquent la profondeur en mètres
- Fig. 7. Densité des eaux en hiver 1930 (le 17—19.II)
1 — paramètres des eaux aux points des mesures,
2 — lignes de la même densité

- Fig. 8. Densité au printemps 1960 (le 1—5.VI)
1 — paramètres des eaux aux points des mesures,
2 — lignes de la même densité
- Fig. 9. Densité des eaux en été 1960 (le 8—11.VIII)
1 — paramètres des eaux aux points des mesures,
2 — lignes de la même densité
- Fig. 10. Densité des eaux en automne 1960 (le 24—28.X)
1 — paramètres des eaux aux points des mesures,
2 — lignes de la même densité
- Fig. 11. Diagramme TS et changements physico-chimiques des masses d'eaux pendant les années 1959—1962
- Fig. 12. Influence des apports océaniques sur le volume des masses d'eaux de la mer Baltique méridionale en 1960
P-1 — P-7 — points des mesures, z — mesures d'hiver, w — mesures du printemps, l — mesures de l'été, j — mesures d'automne
- Fig. 13. Diagramme du mélange d'eaux de la mer Baltique meridionale pour toutes les saisons de l'année 1960
1 — directions du mélange d'eaux, chiffres de 10 à 90 indiquent pourcentage de différents types des masses d'eaux
- Fig. 14. Tendances générales des déplacements des masses d'eaux de la mer Baltique méridionale et leur volume moyen
P-1 — P-7 — points des mesures dans les bassins,
1 — tendances des déplacements
- Fig. 15. Circulation des eaux sous l'influence de la pression et du mouvement de l'atmosphère
- Fig. 16. Différentiation de la température des masses d'eaux superficielles sous l'influence de la pression atmosphérique
- Fig. 17. Caractère ondulatoire des changements hydrologiques sur la zone littorale polonaise du 9—15.VIII. 1960
- Fig. 18. Exemples des changements hydrologiques ondulatoires influencés par les différents systèmes de circulation
 λ — rayon des changements ondulatoires manifestés dans le système unique de circulation
- Fig. 19. Liaisons relatives entre la vitesse du vent, les ondes et la profondeur du mélange d'eaux superficielles
1 — selon Sverdrup — Munk (1942) ou:
 $\frac{1}{3} = \frac{657 \cdot 10^{-2}}{\sqrt{2}}$, 2 — selon l'auteur pour la mer Baltique (1965), 3 — selon Lumby (1955)
- Fig. 20. Mouvements des eaux influencés par leur différente densité et mélange d'eaux non-homogènes sur la base des mesures faites dans le bassin de Bornholm en 1960
1 — température et salinité des eaux à la profondeur de 40 m,
2 — température et salinité des eaux à la profondeur de 50 m,
3 — température et salinité des eaux à la profondeur de 60 m,
4 — directions des courants
a — modèle du mélange fait au laboratoire d'eaux non-homogènes étant donné des affluents superficielles des eaux se caractérisant par leur densité accrue
b — modèle du mélange d'eaux non-homogènes étant donné les affluents des eaux du fond se caractérisant par leur densité accrue
- Fig. 21. Caractéristiques physico-chimiques et les mouvements des eaux pour la coupe Karlshamm — Ustka
a — diagramme TS pour les eaux du bassin de Bornholm dans la période du 3—5.VI. 1960
1 — P-8 le 3.VI. h 19,35, 2 — P-9 le 3.VI. h 22,30, 3 — P-10 le 4.VI. h 7,35, 4 — P-11 le 4.VI. h 10,45, 5 — P-5 le 4.VI. h 14,15, 6 — P-13 le 4.VI. h 19,35, 7 — P-15 le 5.VI. h 0,45, chiffres de 30 à 75 indiquent la profondeur sur laquelle on a pris des échantillons de l'eau
b — direction et vitesses des courants en relation avec la profondeur des masses d'eaux dans le bassin
- Fig. 22. Repartition verticale des directions des courants en relation avec les différents systèmes de circulation de l'atmosphère
a — dans le système anticyclonique, b — dans le système cyclonique, 10—20 — directions des courants sur la profondeur déterminée en mètres

Fig. 23. La base théorique et exemples de la circulation inerte des eaux dans la mer Baltique méridionale

a — repartition des forces d'inertie

b — système de circulation cyclostrophique au point P-5 le 12-13.VIII.1960

c — Circulation inerte des eaux superficielles dans le bassin de Bornholm le 12.13.—VIII.1960

$$R = \frac{c^2}{(2\Omega \sin \varphi)}, \quad t = \frac{12 \text{ h}}{\sin \varphi}$$

d — liaison de la circulation inerte des eaux examiné au différents points pendant le période de 8-10.VIII.1960

P-1 — le 8.VIII. h 17,25, P-2 — 9.VIII. h 8,40

P-4 — le 9.VIII. h 19,55, P-5 le 9.VIII. h 23,00

P-6 — le 10.VIII. h 10,15, P-7 — 10.VIII. h 14,40

Fig. 24. Circulation irrégulière des eaux dans le golf de Gdańsk observée le 9.XI.1960

Fig. 25. Opposition des courants contre la direction du vent au point P-5 dans le bassin de Bornholm du 21-22.II.1960

Fig. 26. Réfraction des ondes sur la ligne côtière selon W. G. Zdanowicz
A, B, C — parties de la ligne côtière

Fig. 27. Changements des directions des courants dans la zone côtière
a — déplacement de l'eau vers la côte en relation avec la profondeur
b — différenciation des directions des mouvements des eaux quand la houle est perpendiculaire à la côte

Fig. 28. Pourcentage et vitesse moyenne de vent dans la partie Świnoujście-Krynica Morska dans la période 1951-1960

I-XII — moyenne annuelle, IX-II — moyenne d'automne-hiver,

III-VIII — moyenne du printemps-été

Fig. 29. Nombre de jours avec le plus fort vent observés aux différents points du littoral polonais dans la période 1951-1960

SW, NW, NE, SW, W, N — points cardinaux dans le secteur où l'on observe les plus forts vents, I-XII — nombre des jours dans la période 1951-1960, IX-II — nombre des jours de les saisons d'automne-hiver, III-VIII — nombre des jours de les saisons printemps-été.

Fig. 30. Mouvements de l'eau dans la zone littorale polonaise dans la période 1951-1960

a — déplacement parallèle des eaux et vitesses moyennes du courant

b — différence entre les vitesses moyennes du courant et la direction préponderante de déplacement des eaux

I-XII — moyenne annuelle, IX-II — moyenne d'automne-hiver, III-VIII — moyenne du printemps-d'été

Fig. 31. Tendances annuelles des mouvements des eaux dans la zone littorale polonaise calculées pour la période 1951-1960

1 — base du calcul des vitesses du courant, 2 — directions des mouvements des eaux, 3 — symboles de la vitesse du vent, $W\Delta$ — différence de la direction et de la vitesse du courant en jours par an.

Fig. 32. Sédiments du fond dans la zone littorale polonaise et directions probables de leurs déplacements

1 — parties des côtes avec les falaises, 2 — places d'accumulations des sables, 3 — blocs, sables et les graviers, 4 — zones d'abrasion du fond sablonneux, 5 — abrasion du fond sans sable, 6 — fond sablonneux et directions du remplacement des sables, 7 — tendances du mouvement d'eau manifestées par an, 8 — limons grisâtres, 9 — limons sablonneux

26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., zł 20,—
29. Galon R., Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + 3 wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych, w latach 1945—1960. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr. + 2 mapy, zł 27,—
43. Mileska M. I., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, zł 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + anex + 9 ilustr. + 6 map, zł 48,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966, s. 193 + 27 ilustr. + 7 map, zł 47,—
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 144 + 16 ilustr., zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160, 35 ilustr. + 5 map + fot., zł 48,—
51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100 + 21 ilustr., zł 30,—

52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,—
57. Więkowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne (w druku)
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja) (w druku)
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów (w druku)
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej (w druku)
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej między Nerem a Moszczenicą (w druku)
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań (w druku)
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe (w druku)
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną (w druku)
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza (w druku)
67. Szewczyk J., Włoka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi (w druku)
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski (w druku)

Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919, 1965, s. 343, zł 76,—
- Chilczuk M., Ciołkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii. 1966, s. 131, ilustr. 84 (w tym 3 wielobarwne jako wkładki), zł 24,—