

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOGRAFICZNE
SEKCJA FOTOINTERPRETACJI

FOTOINTERPRETACJA W GEOGRAFII

ZESZYT 4



WYDAWNICTWA UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO

KOMITET REDAKCYJNY:

*L. Baraniecki, A. Ciołkosz (sekretarz), A. Kęsik, E. Piechowicz
E. Tomaszewski, K. Trafas, W. Walczak (przewodniczący), B. Winid*

Redakcja zeszytu
Andrzej Ciołkosz

Redaktor techniczny
Barbara Chodyńska

**Adres redakcji: Pracownia Fotointerpretacji Instytutu
Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa,
ul. Krakowskie Przedmieście 30, p. 106**

**Wyd. I, nakład 300 egz. ark. wyd. papier pow. kl. V. Odbito
w powielarni własnej.**

T-80

Leszek Baraniecki

**MORFOLOGIA I DYNAMIKA PODWODNYCH OSADÓW PIASZCZYSTYCH
POLSKIEGO WYBRZEŻA BAŁTYKU
NA PODSTAWIE ANALIZY ZDJĘĆ LOTNICZYCH**

**MORPHOLOGY AND DYNAMICS OF UNDERWATER SAND DEPOSITS
ON THE POLISH BALTIC COAST
ON THE BASIS OF AIR PHOTO ANYLYSIS**

SPIS TREŚCI

I. Wstęp.....	1
II. Uwagi terminologiczne.....	3
III. Stan i kierunki badań nad procesami strefy brzegowej.....	8
IV. Zastosowanie zdjęć lotniczych w badaniach strefy przybrzeżnej i analiza własnych materiałów fotograficznych.....	26
V. Fotometryczne odczytywanie rzeźby dna.....	39
VI. Typologia akumulacyjnych form podwodnych i ich stosunek do ukształtowania brzegu.....	48
VII. Rzeźba dna poza strefą akumulacji piaszczystych wałów podwodnych i wykorzystanie strefy odbłasku do jej odczytywania.....	86
VIII. Analiza dynamiki piaszczystych form podwodnych przy pomocy zdjęć lotniczych.....	92
IX. Wnioski końcowe.....	131
X. Wykaz literatury.....	144
XI. Summary.....	152

I. WSTĘP

Płytkowodna strefa przybrzeżna jest od dawna przedmiotem badań naukowych zmierzających do ustalenia prawideł jej rozwoju. Zazębiają się tu zainteresowania kilku gałęzi wiedzy zarówno przyrodniczych, jak i technicznych, gdyż strefa ta jako obszar styku dwu zasadniczych, naturalnych środowisk, wodnego i lądowego ma wielkie znaczenie w życiu człowieka /41, 82, 90, 94, 119/.

Szczególnie trudne jest badanie ukształtowania dna w tej strefie oraz badanie stopnia stabilności lub zmienności występujących tam form. Wynika to z prostego faktu pozostawania badanego terenu pod powierzchnią wody co uniemożliwia bezpośrednio obserwacje od strony lądu. Trudne jest także badanie strefy płytkiej od strony morza gdyż mała głębokość wody przy brzegu nie pozwala na bezpieczne poruszanie się jednostek pływających wyposażonych w odpowiedni sprzęt pomiarowy. Należy także zaznaczyć, że nawet przy pomyślnym pokonaniu tych trudności otrzymujemy informacje o konfiguracji dna jedynie punktowo lub w postaci profilu ciągłego prowadzonego wzdłuż określonej linii. Brak natomiast obrazu dna w ujęciu powierzchniowym, a także pozostaje nieznane wzajemne rozmieszczenie i powiązanie drobnych form rzeźby podwodnej, które wskazują często kierunek i intensywność działania procesów dynamicznych.

Problemy te istnieją także na polskim wybrzeżu Bałtyku. Są one tym ważniejsze, że całe nasze wybrzeże jest zbudowane z luźnych osadów, które łatwo ulegają przemieszczaniu pod wpływem czynników morfotwórczych. Badanie tych form i ich zmienności ma zatem duże znaczenie naukowe i praktyczne /94, 96, 102/.

W tym stanie rzeczy wydaje się celowe zastosowanie w badaniach płytkiej strefy przybrzeżnej nowych metod, które pozwalają na szybkie przeprowadzenie inwentaryzacji form podwodnych, ustalenie ich typologii oraz zmienności w czasie i przestrzeni. Metodą tą jest wykorzystanie zdjęć lotniczych, które pozwalają zarejestrować wymienione wyżej elementy w sposób bezpośredni w ujęciu powierzchniowym, a także umożliwiają analizę ilościową, szczególnie w zakresie ustalenia wielkości badanych form, ich objętości i głębokości występowania /58, 74, 82, 81, 110, 118/.

W niniejszej pracy przedstawiono próbę zastosowania analizy zdjęć lotniczych w badaniach strefy przybrzeżnej morza ze szczególnym uwzględnieniem morfologii i dynamiki osadów piaszczystych potraktowanych z punktu widzenia geomorfologii dynamicznej.

Ze względu na nowy, w literaturze polskiej, sposób opracowania tego zagadnienia, w pracy istnieją dwa, równoległe nurty: geograficzno regionalny i metodyczny. Dzięki temu będzie można przeprowadzić próbę ustalenia stopnia użyteczności zdjęć lotniczych w badaniach polskiego wybrzeża.

II. UWAGI TERMINOLOGICZNE

W polskiej literaturze geograficznej nie ustalono dotychczas jednolitych nazw na określenie form brzegowych i strefy przybrzeżnej. Podobnie, w literaturze obcojęzycznej zakres niektórych pojęć jest różny. Ze względu na to wydaje się celowe poruszenie tego zagadnienia przed przystąpieniem do omawiania samych form. Należy bowiem przyjąć nazwy najpowszechniej stosowane, względnie najbardziej odpowiadające charakterowi danej formy i konsekwentnie stosować je w całej pracy.

W publikacjach polskich, podsumowaniem obecnego stanu nazewnictwa może być terminologia przyjęta przez M.Klimaszewskiego w jego podręczniku "Geomorfologia ogólna" /42/. Praca ta napisana w roku 1963 opiera się na bogatej literaturze światowej i można przyjąć, że uwzględnia krytycznie dotychczasowy stan rzeczy w dziedzinie terminologii. Obszerny materiał porównawczy w zakresie terminologii znajdujemy także w artykule S.Rudowskiego /85/. Podobnie, A.Mielczarski podaje w roku 1964 wyjaśnienia terminów stosowanych przez siebie w opracowaniach dotyczących strefy brzegowej.

Ten ostatni autor przypomina stosowany ogólnie podział strefy brzegowej na trzy części: nadbrzeże, brzeg i przybrzeże. W niniejszych rozważaniach będę się zajmować dalej tylko brzegiem, to jest obszarem znajdującym się w zasięgu zmiennego poziomu morza i falowania

oraz w jeszcze większym stopniu przybrzeżem, to jest podwodną częścią strefy brzegowej.

Już na wstępie można stwierdzić, że istnieją różnice poglądów w zakresie stosowania terminu plaża. M. Klimaszewski w cytowanej wyżej pracy nazywa plażą "płaski pas wybrzeża zalewany przez fale morskie normalne i sztormowe" /l.c./. Podobnie traktuje sprawę A. Mielczarski nazywając plażą teren między linią wybrzeża, a linią średniej wody. Natomiast na rysunku załączonym do omawianej pracy wyróżnia także "p l a ż ę d o l n ą" pozostającą pod powierzchnią średniej wody.

To ostatnie ujęcie spotyka się także w pracach rosyjskich. W.P. Zenkowicz /119/ w swojej obszernej i najnowszej monografii poświęconej wybrzeżom morskim mówi, że plaża - specyficzny twór akumulacji zajmuje część brzegu i podwodnego stoku. W tym ujęciu plaża jest jedną z form strefy przybojowej. Jej dolna granica leży na linii rozbicia fal, a górną stanowi zasięg przyboju.

Jeszcze szersze pojęcie terminu "plaża" spotykamy w literaturze angielskiej i amerykańskiej. Na przykład C.A.M. King /41/ używa terminu "b e a c h" na określenie bardzo szerokiej strefy, od części dna leżącej na zewnątrz strefy załamывania fal do obszaru nadbrzeżnego włącznie z wydhami i starymi wałami brzegowymi. W naszym ujęciu jest to cała strefa brzegowa.

Nadając terminowi "plaża" tak szerokie pojęcie Anglicy wydzielają w jej obrębie kilka stref, jak: "b a c k s h o r e", "f o r e s h o r e" i "o f f s h o r e". O.K. Leontiew /41/ omawiający terminologię stosowaną przez C.A.M. King, zwraca uwagę, że jedynie termin "f o r e s h o r e" tłumaczony jako "s t r e f a

f r o n t a l n a" odpowiada w przybliżeniu poję -
ciu plaży stosowanemu w literaturze rosyjskiej.

Podsumowując zreferowane wyżej poglądy należy
stwierdzić, że określenia polskie i rosyjskie posia -
dają podobny zakres i można przyjąć definicję plaży
przytoczoną poprzednio za M.Klimaszewskim.

Inną z omawianych w tej pracy form jest wał aku -
mulacyjny występujący na nadmorskiej części plaży. W
literaturze rosyjskiej stosuje się na jego określe -
nie termin "w a ł b r z e g o w y". W.P.Zenko -
wicz /119/ nazywa w ten sposób formy występujące
"w z d ł u ż l i n i w o d y". Takie samo okre -
ślenie stosuje S.Rudowski /85/. Natomiast według A.
Mielczarskiego jest to "w a ł p l a ż o w y".

Należy podkreślić, że nazwa "wał brzegowy", częs -
to spotykana w literaturze światowej nie jest rozu -
miana jednoznacznie i dotyczy zarówno formy położonej
na odmorskiej krawędzi plaży, jak też wałów akumula -
cyjnych leżących dalej na nadbrzeżu, na górnej grani -
cy plaży, w zasięgu dużej fali sztormowej. W taki wła -
śnie sposób traktuje się ten problem w literaturze
angielskiej gdzie jest stosowany termin "B e a c h
r i d g e" lub niemieckiej używającej nazwy "S t r a n -
d w a l l e" /41/.

Przyjmijmy zatem, że w a ł e m b r z e g o -
w y m będziemy nazywać wypukłą formę akumulacyjną
występującą na plaży przy linii wody.

Następną grupę stanowią formy znajdujące się sta -
le pod wodą i rozmieszczone na podwodnym skłonie brze -
gowym. Są one zarówno akumulacyjne, jak i erozyjne.

Formy wypukłe o wydłużonych kształtach są nazywa -
ne powszechnie "w a ł a m i p o d w o d n y m i".

Termin ten stosuje w swoim podręczniku M. Klimaszewski /42/, używają go autorzy rosyjscy /119/ oraz piszący w języku angielskim /41/. Ci ostatni rozróżniają jednak dwa terminy, a mianowicie "R i d g e", kiedy grzbiet wału ukazuje się na powierzchni w czasie niskiej wody /odpływu/ oraz "S u b m a r i n e b a r" kiedy wał nigdy nie ukazuje się na powierzchni /41/.

Termin angielski "R i d g e" autorzy rosyjscy tłumaczą jako "w a ł s t r e f y f r o n t a l - n e j" ale zaznaczają, że nazwę tę stosuje się w literaturze rosyjskiej bardzo rzadko /41/.

Należy podkreślić, że w literaturze polskiej zajmującej się problematyką strefy brzegowej spotyka się najczęściej termin "r e w a" stosowany na określenie wałów podwodnych /5, 85, 89, 107/. Według S. Rudowskiego /85/ jest to słowo kaszubskie. Kojarzy się ono jednak także ze szwedzkim terminem "R e v e l" lub końcówką jego niemieckiego odpowiednika "S a n d - r i f f".

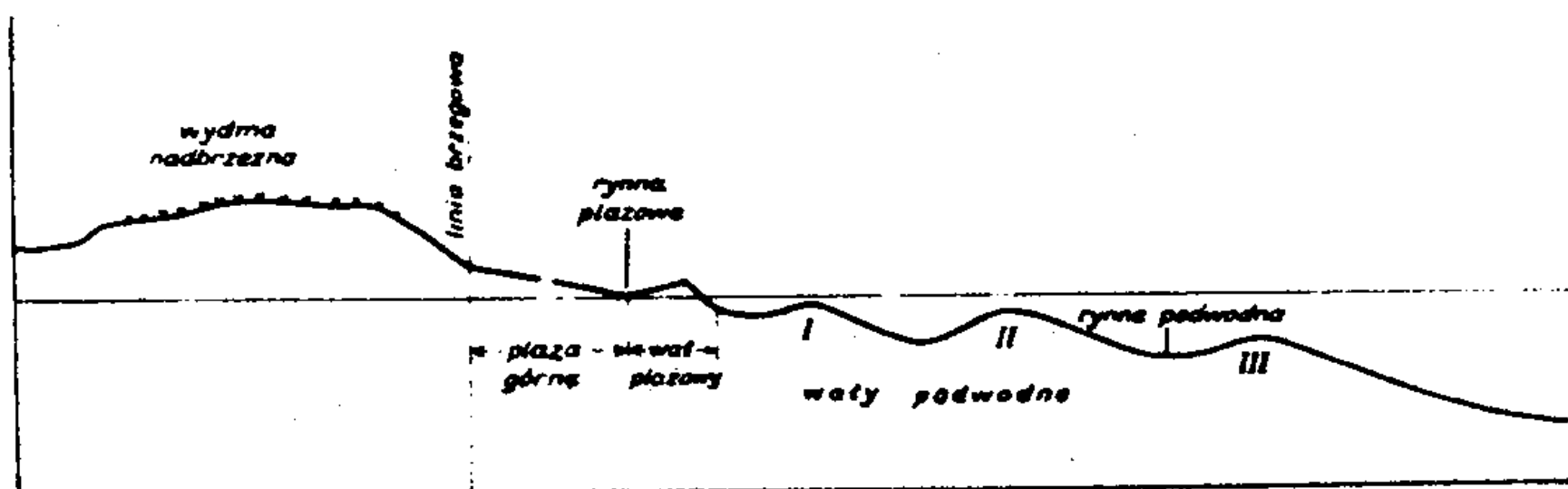
Wydaje się, że pomimo względnej powszechności stosowania terminu "r e w a", nazwa "w a ł p o d - w o d n y" chociaż dłuższa, bardziej odpowiada duchowi języka polskiego i kojarzy się z nią bezpośrednio pojęcie wypukłej formy akumulacyjnej.

Formy wklęsłe oddzielające poszczególne wały podwodne posiadają też różne nazwy. S. Rudowski /85/ stosuje określenia kaszubskie, jak "r ó w" czy "r z e - k a". Właściwsze natomiast wydaje się używanie terminu "r y n n a p o d w o d n a" występującego w literaturze rosyjskiej jako "p o d w o d n a j a ł o - ż b i n a" /119/.

Określenie użyte w podręczniku M. Klimaszewskiego

/42/ "r y n n a e r o z y j n a" jest zbyt wieloznaczne i może nasuwać myśl o formie lądowej. Poza tym obniżenie między dwoma wałami podwodnymi niekoniecznie musi wynikać z ubytku, a więc erozji materiału, a może być po prostu niższym miejscem między dwoma formami wypukłymi.

Wzajemne rozmieszczenie omówionych wyżej form strefy brzegowej przedstawiono schematycznie na rys.1.



Rys.1. Schemat rozmieszczenia elementów morfologicznych w strefie brzegowej /wg C.A.M.King, A.Mielczarskiego i S.Rudowskiego/

III. STAN I KIERUNKI BADAŃ NAD PROCESAMI STREFY BRZEGOWEJ

Z przeglądu dostępnej literatury dotyczącej problematyki brzegu morskiego wynika, że ciągle jeszcze istnieje duża dysproporcja między potrzebami, a stanem poznania polskiego wybrzeża Bałtyku i sił kształtujących wybrzeże. Niedostatek ten dotyczy szczególnie prac geograficznych, a zwłaszcza geomorfologicznych obejmujących problematykę strefy płytkowodnej.

W okresie przed 1945 r. prace polskie ograniczały się do posiadanego przed wojną odcinka wybrzeża. Stąd też tematyka opracowań dotyczyła przeważnie obszaru Zatoki Gdańskiej i Płw. Helmskiego, jak na przykład prace S. Pawłowskiego /70/ i J. Borowika /9/ lub obejmowała zagadnienia paleogeografii, jak opracowanie doliny dolnej Wisły, R. Galona /24/.

Obszar wybrzeża zachodniego też nie posiadał dużych opracowań geograficznych, a te z nich, które obejmowały zagadnienia geomorfologiczne na większej przestrzeni mają także charakter studiów paleogeograficznych. Można tu wymienić prace G. Brauna /10/ i W. Hartnacka /33/, obie pochodzące jeszcze z roku 1926.

Po wojnie uczyniono duży krok naprzód w badaniach strefy brzegowej, a wyrazem tego jest wiele publikacji na ten temat. Znowu jednak opracowania geograficzne są w znacznej mniejszości. Nadal jednym z obsza-

rów głównego zainteresowania jest Zat. Gdańska, Płw. Hel-
ski i ujście Wisły. Posiadamy stąd prace J. Bączyka /5/
L. Bohdziewicza /8/, M. Czekańskiej /17, 18/, K. Łomniew-
skiego /61, 62, 63/, Z. Pazdro /71, 73/ i D. Piaseckiego
/76, 77, 78/. Są to prace zarówno przyczynkowe, jak i
monograficzne. Do tych ostatnich można zaliczyć ob-
szerne studium J. Bączyka /5/ na temat genezy półwys-
pu helskiego oraz opracowanie Zatoki Gdańskiej K. Łom-
niewskiego /62/.

Prace o szerokim zasięgu, obejmujące całe wybrze-
że lub jego znaczną część skupiają się wokół proble-
mów paleogeografii. Do tego typu opracowań należy
zaliczyć obszerne studium autorstwa B. Rosy /83, 84/.

Drugi rodzaj tematów to prace przeglądowo synte-
tyczne opierające się na dotychczasowych materiałach.
Należy tu wymienić, na przykład prace R. Galona /25/ i
D. Piaseckiego /76, 77, 75/.

Szczegółowe studia form rzeźby, także w stre-
fie podwodnej, rozpoczął jedynie S. Rudowski /85/. Do-
tyczą one jednak małego obszaru.

Znacznie więcej prac poświęcono zagadnieniom hy-
drologicznym, badaniom falowania i dynamice proce-
sów brzegowych. Autorami tych opracowań są już jednak
nie geografowie, a specjaliści dyscyplin technicznych,
których zainteresowanie tą problematyką wynika ze stu-
diów nad ochroną brzegów lub wiąże się z budownictwem
wodnym. Ważniejsze z tych prac wykorzystano w niniej-
szym opracowaniu i ich wykaz znajduje się w części
bibliograficznej.

Kilka z nich wymaga specjalnej uwagi ze względu
na poruszone tam zagadnienia bliskie problematyce ge-
omorfologii dynamicznej. Są to prace P. Słomianko /93,

95/, T.Kowalskiego /47 i I.Semrau /89/ dotyczące ruchu rumowiska morskiego i związanych z tym procesów brzegowych. Ostatnio M.Jahn /34/ wykonała podobne opracowanie analizując pod kątem widzenia geomorfologii dynamicznej przemieszczanie żwirów plażowych wzdłuż brzegu.

Na tle wspomnianych publikacji widać wyraźnie potrzebę szerokich i systematycznych badań geograficznych wybrzeża. Myśl tę precyzuje P.Słomianko /94/ przedstawiając jeszcze w roku 1958 program wszechstronnych prac badawczych, które zdaniem tego autora należy rozpocząć od szczegółowej inwentaryzacji wybrzeża. W proponowanym przez P.Słomianko planie mieści się duży dział omawiający warunki naturalne, a poszczególne rozdziały obejmują, między innymi charakterystykę geomorfologiczną strefy przybrzeżnej oraz jej współczesną dynamikę.

Niniejsza praca stanowi, między innymi próbę przy najmniej częściowego spełnienia tych postulatów, szczególnie w zakresie dwu, wymienionych tematów szczegółowych, a mianowicie inwentaryzacji form podwodnych oraz próby ich analizy w ujęciu dynamicznym.

Wagę tych zagadnień podkreślają także inni autorzy. W roku 1954 W.W.Longinow /56/ opublikował projekt sporządzenia "katalogu brzegów morskich". W tej samej sprawie wypowiada się także W.P.Zenkowicz /114/. Według projektu W.W.Longinowa należy wydzielić na badanym wybrzeżu typowe regiony, w obrębie których opisuje się wszystkie elementy strefy brzegowej. Autor podkreśla, że podział ten należy przeprowadzić przede wszystkim w oparciu o cechy morfologiczne podwodnej części strefy brzegowej. Mogą być jednak przypadki,

kiedy istotniejszy i bardziej charakterystyczny będzie jakiś inny czynnik, na przykład litologia osadów. W.W. Longinow podkreśla także, iż przeprowadzenie poprawnego i wyraźnego podziału wybrzeża na jednorodne regiony jest jednym z trudniejszych etapów opracowania katas - tru. Z drugiej strony zaznacza, że /l.c./ "należy pod - kreślić, iż podział opisywanego wybrzeża na regiony wcale nie ma na celu stworzenia doskonałego systemu klasyfikacyjnego na podstawie jednej cechy. Podziału tego dokonuje się jedynie dla ułatwienia opisu i ana - lizy stref brzegowych danego regionu i wykazania ich specyfiki. Dlatego nie należy się peszyć jeżeli w sze - regu przypadków pierwotna zasada podziału morfologi - cznego nie zostanie utrzymana i podział będzie dokona - ny na podstawie różnych cech na poszczególnych odcin - kach".

Dalej W.W. Longinow proponuje aby w analizie morfo - logicznej, niezależnie od zasady dokonanego podziału dokładnie opisać wszystkie formy podwodne w wydzielo - nym rejonie z mikroformami włącznie.

Należy tu dołączyć typowe profile i zdjęcia foto - graficzne. Ta dokumentacja jest niezbędna dla wyciąg - nięcia poprawnych wniosków, szczególnie w zakresie procesów dynamicznych kształtujących strefę brzegową. Ten ostatni element musi być badany w ścisłym związku z analizą całej hydrodynamiki strefy brzegowej. W pro - ponowanym opracowaniu katastralnym zagadnienie to sta - nowi osobny rozdział. Jest oczywiste, że winno ono być opracowane przez specjalistów, hydrologów.

Studia takie istnieją w całej literaturze świato - wej i stanowią podstawę do rozważań ogólnej dynamiki brzegu morskiego. Oprócz prac szczegółowych, na uwagę

zasługują najnowsze monografie poświęcone badaniom brzegu morskiego. Są one tym cenniejsze, że podsumowują cały, dotychczasowy dorobek nauki w tej dziedzinie i dają jednocześnie jego krytyczną ocenę. Dlatego w niniejszym opracowaniu przyjęto zasadę wykorzystania tych właśnie dzieł monograficznych przy omawianiu zależności między morfologią wybrzeży, a kształtującymi ją siłami. Wykorzystano szczególnie obszerną pracę Cuchalaine A.M.King, pod tytułem "Beaches and Coasts" /41/. Praca wydana w roku 1959 podsumowuje dotychczasowy stan wiedzy o geomorfologii i hydrologii strefy brzegowej morza w ujęciu autorów zachodnioeuropejskich i amerykańskich. Ponadto jej rosyjskie tłumaczenie zawiera bardzo wnikliwy, polemiczny komentarz. Drugą, podobną pozycję stanowi duża monografia W.P.Zenkowicza pod tytułem "Osnovy uczenia o razviti morskich beregow" /119/. Jest to najnowsza praca tego typu wydana w roku 1962, w której uwzględniono cały dorobek badaczy radzieckich, a także zamieszczono bardzo bogate materiały z literatury światowej.

W świetle tej literatury przedstawię krótką charakterystykę zasadniczych zjawisk hydrologicznych, które oddziałują na modelowanie brzegu i skłonu podwodnego.

Najwięcej uwagi udziela się procesowi falowania i charakterystykom fal, które są główną siłą poruszającą materiał denny i w sposób bezpośredni modelują brzeg morza.

W pracy C.A.M.King /41/ wyeksponowano bardzo silnie zagadnienie związku kształtu fal z efektami ich działalności geomorfologicznej. Autorka twierdzi, że

fale strome są czynnikiem destrukcyjnym, natomiast fale płaskie sprzyjają akumulacji luźnego materiału. Tezę tę krytykuje O.K. Leontiew /41/ we wstępie do rosyjskiego wydania angielskiej monografii. Przypomina on, że decydującym czynnikiem jest raczej energia fali, a nie jej kształt. Tak więc stroma ale mała fala może słabiej oddziaływać na formowanie brzegu niż duża, a płaska ale posiadająca odpowiednie większą energię. Dalej O.K. Leontiew przypomina, że właśnie małe, zaczynające się tworzyć fale są zazwyczaj strome, a efekt ich działania jest niewielki. Wynika stąd stwierdzenie, że nie sama stromość fali, a współzależność głównych parametrów fal wpływająca na ich energetyczną charakterystykę określa fakt czy działalność fal będzie budująca czy niszcząca. Zatem we wszystkich rozważaniach na temat brzegowych procesów geomorfologicznych bardzo istotna jest znajomość wielkości i czasu działania fal docierających do brzegu z poszczególnych kierunków.

Z drugiej jednak strony, terenowe badanie falowania nastrocza wiele trudności, wymaga instalowania instrumentów pomiarowych i w związku z tym może być prowadzone tylko w określonych, odpowiednio przygotowanych miejscach. Z konieczności zatem będą to badania punktowe w stosunku do długich linii wybrzeży. Dlatego próbuje się obecnie wyliczania tych wielkości na podstawie innych, łatwiejszych do pomierzenia czynników wpływających na samo falowanie. W rozważaniach tych wykorzystuje się powszechnie zależność prędkości i czasu działania wiatru na wielkość fal. Według C.A.M. King /41/ opracowane dotychczas przez różnych autorów wzory częściowo tylko przybliżają te obliczenia

do rzeczywistych obserwacji i nie mogą być stosowane we wszystkich sytuacjach. Zdaniem autorski, najbliższe rzeczywistości rezultaty określania elementów fal osiąga się przy zastosowaniu wzoru J. Darbyshire /16/, który wykorzystuje w obliczeniach prędkość wiatrów gradientowych, o których dane uzyskuje z map synoptycznych. Ustalono przy tym, że prędkość wiatru przy powierzchni wody wynosi $2/3$ prędkości wiatru gradientowego.

Bardzo istotne uzupełnienie wprowadza do tych rozważań D.E. Cartwright /16/, który zwrócił uwagę na wielkie znaczenie różnicy temperatur wody i powietrza w procesie kształtowania fal. R.G. Fleagle /23/ rozwijając dalej tę myśl stwierdza, że w przypadku kiedy temperatura powietrza jest niższa o 11°C od temperatury wody, wtedy wysokość fali wzrasta dwukrotnie w stosunku do innego układu temperatur przy tej samej prędkości wiatru. Oczywiście na wielkość fal wpływa także długość drogi, na której działa wywołujące je wiatr. Wszyscy badacze tego problemu podkreślają jednak zgodnie, że wzrost wielkości fali wraz z długością drogi nie jest nieskończony i po osiągnięciu pewnego optimum związanego z siłą wiatru, fala dalej nie rośnie.

W badaniach strefy przybrzeżnej ważniejsza jest jednak znajomość praw ruchu mas wodnych nad obszarem płytkowodnym. Poza deformacją fal spowodowaną spływaniem się dna, w rozważaniach tych bardzo duże znaczenie mają prądy przybrzeżne gdyż one właśnie kształtują rzeźbę tej strefy, która jest przedmiotem niniejszego opracowania.

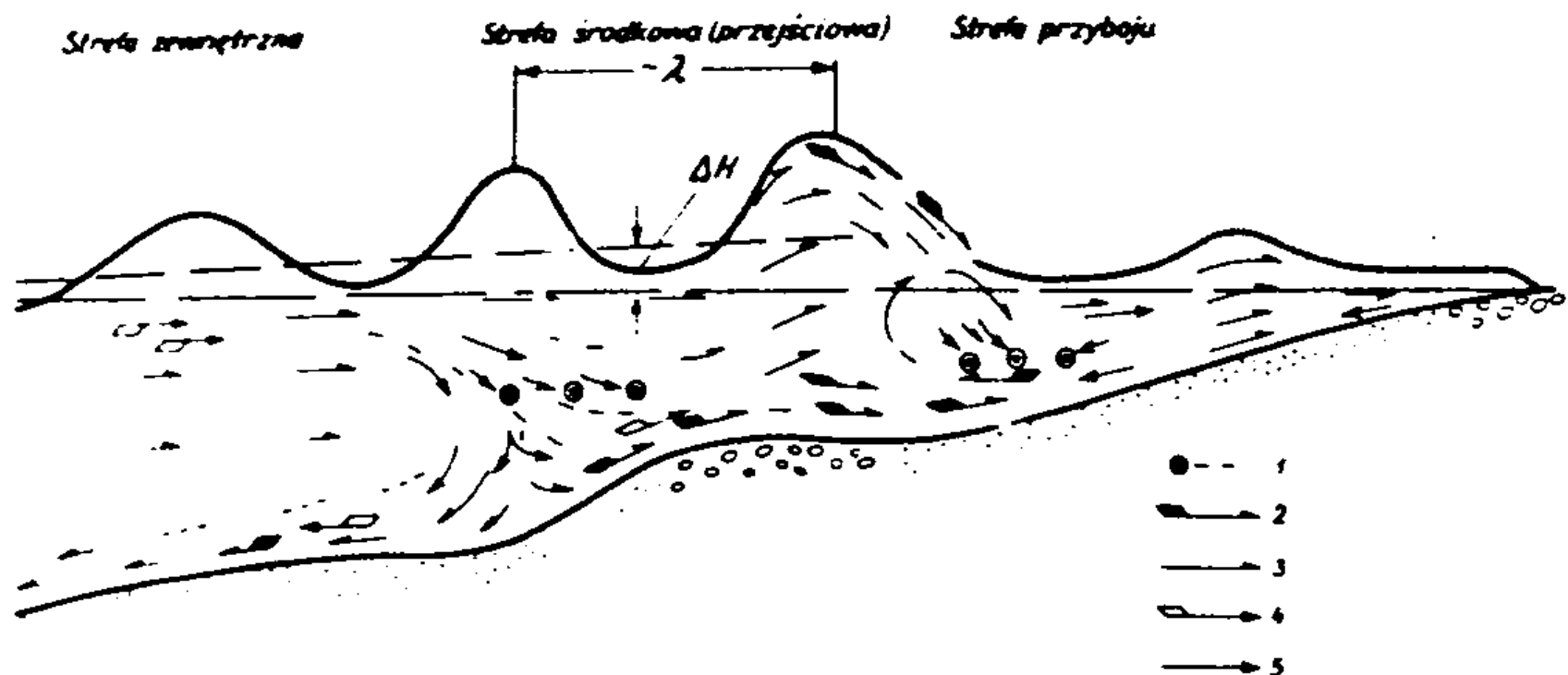
Jednym z podstawowych zagadnień jest do dziś dys-

kusyjny problem mechaniki powrotu od brzegu masy wodnej która jest spiętrzana przez wiatr i fale podchodzące po normalnej do linii brzegu.

W literaturze światowej problem ten omawiano już w okresie międzywojennym /119/. Toczyła się wtedy dyskusja o istnieniu lub zaprzeczeniu istnienia tak zwanych "dennych prądów powrotnych". Ostatnio znajdujemy liczne publikacje na ten temat w literaturze radzieckiej. Są to między innymi prace W.P.Zenkowicza /119/, W.W.Longinowa /54,55, 57/ i E.A.Popowa /76/.

Interesujące rezultaty osiągnął W.W.Longinow /57/, który w wyniku licznych badań stwierdza, że okresowo obserwuje się dość silny prąd przydenny. Nie jest to jednak prąd stały, charakteryzujący się określoną prędkością, a jedynie pewien ruch mas wodnych zgodny w fazie z zasadniczym ruchem fal. Obserwacje te dotyczą prostych odcinków linii brzegowej, na których zdaniem W.P.Zenkowicza /119/ znaczna część spiętrzonej masy wody może się rozchodzić także równoległe do brzegu w różnych poziomach warstwy wodnej. W.W.Longinow /55/ daje także schemat takiej cyrkulacji opracowany na podstawie własnych obserwacji. Rys.2. Ze względu na wagę jego wniosków i ich wykorzystanie w dalszej części tej pracy przytoczę je w obszernych fragmentach. Autor ten stwierdza co następuje.

1. Reakcja osadów na omówiony na rys.2 rozkład prądów, a zatem i zmiany form strefy brzegowej zależą od wielkości ziarna materiału klastycznego. Zatem różne osady będą się formowały w różny sposób przy takim samym rozkładzie asymetrii prędkości prądów i czasu ich działania.



Rys.2. Schemat ruchu wody w strefie przybrzeżnej i odpowiadający mu profil równowagi /wg W.W.Longinowa/ 1/przypuszczalne prądy wzdłużbrzegowe, 2/obserwowane średnie maksymalne prędkości, 3/przypuszczalne średnie maksymalne prędkości, 4/obserwowane kierunki przenoszenia masy wody, 5/przypuszczalne kierunki przenoszenia masy wody, λ /długość fali, H /wielkość podniesienia poziomu wody /spiętrzenia/

2. Przy stabilizacji falowania można oczekiwać następujących morfologicznych skutków zróżnicowania prądów przydennych:

W strefie przyboju migracja osadów powinna zależeć od profilu wyjściowego, wielkości cząstek, okresu i wysokości fal.

W strefie załamывania się fal można oczekiwać akumulacji grubszego materiału.

W środkowej, przejściowej strefie powinno się zaznaczyć rozmywanie dna i przemieszczenie materiału w przód, w kierunku strefy załamывania fal. Ze strony zewnętrznej, gdzie przeważają kierunki wsteczne, materiał powinien być wynoszony w stronę morza. Jest to przeważnie materiał drobny. W strefie przejściowej można się spodziewać występowania wklęsłych linii profilu z pochyleniem wzrastającym w kierunku brzegu pod-

czas gdy w strefie przybojowej i zewnętrznej należy raczej oczekiwać form wypukłych.

Odcinki przejściowe między strefami, na których nie występuje asymetryczny rozkład prędkości prądu powinny się charakteryzować załamaniem stoku i poziomymi fragmentami profilu.

3. Zachowanie się osadów i dynamika rzeźby będą się zmieniać w istotny sposób wraz ze zmianą kąta podejścia fali do brzegu. Przy skośnym kierunku podejścia fali można się spodziewać intensywniejszego ruchu osadu w kierunku brzegu z jednoczesnym osłabieniem ogólnego prądu powrotnego, a zwiększonym występowaniem prądów rozrywających.

4. Na stromym skłonie podwodnym, w rezultacie szybkiego spadku prędkości przydennych, efekty morfologiczne opisanego schematu rozkładu prędkości będą o wiele mniejsze, a same strefy cyrkulacji będą słabiej wyrażone niż na skłonie płytkim.

5. Na łagodnie opadającym skłonie podwodnym, przy uformowaniu się kilku stref załamywania fal powstaje także kilka samodzielnych schematów rozmieszczenia prędkości przydennych. To rozbitcie znajduje swój wyraz morfologiczny w powstaniu serii wałów podwonych.

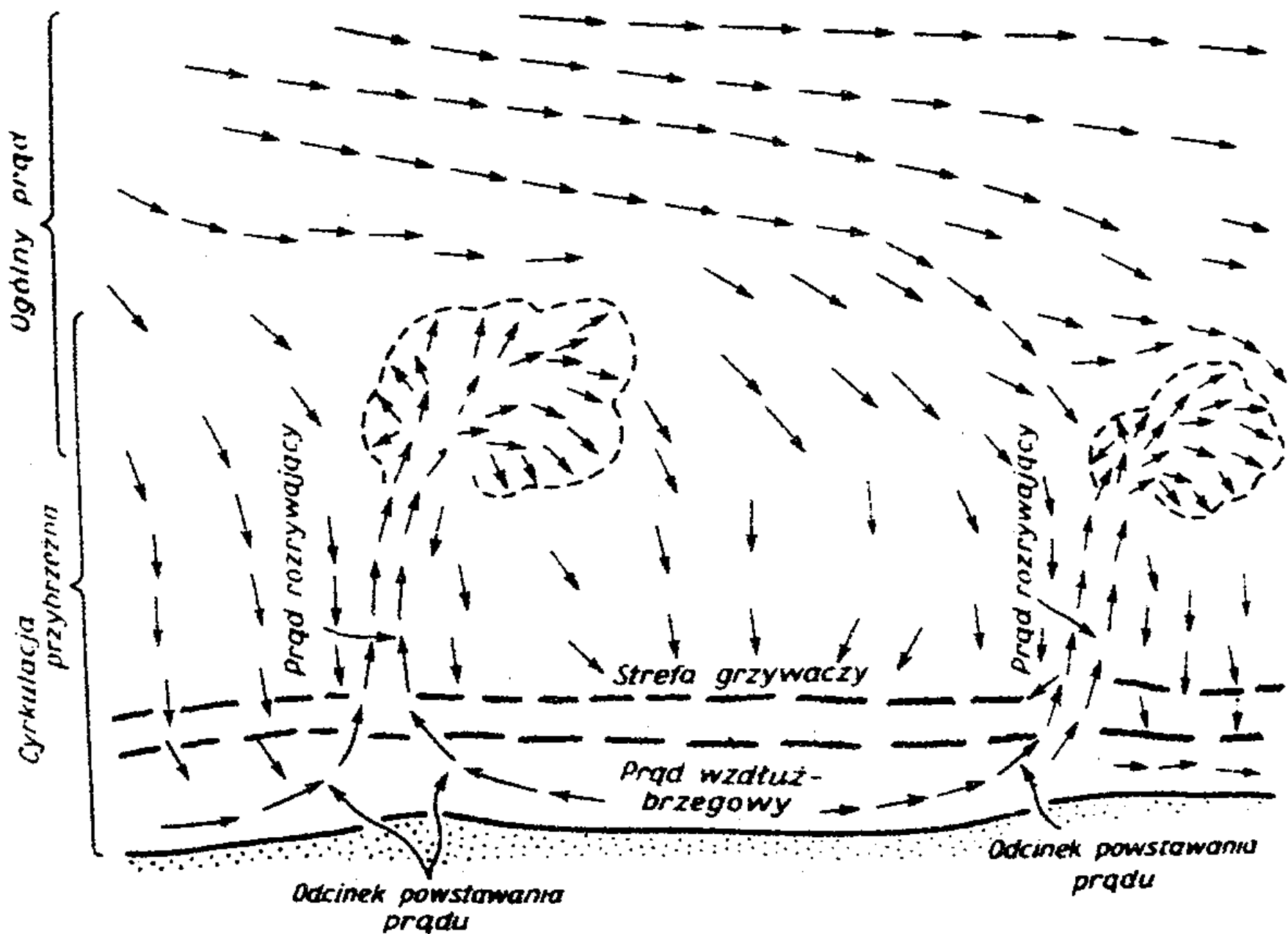
6. Specjalne znaczenie dla dynamiki i morfologii strefy brzegowej na przesuwanie się z upływem czasu całego schematu rozkładu prędkości wzdłuż profilu na skutek zmian falowania. Kolejna, jednoznaczna zmiana siły falowania lub serii falowania prowadzi do jednoznacznego przesunięcia całego schematu cyrkulacji i również jednoznacznej zmiany profilu dna. Zatem, okresem narastania falowania odpowiada rozmywanie podwodnego skłonu i plaży, a okresem zmniejszonego falowa -

nia przemieszczanie osadów w stronę brzegu. W związku z tym, analizując kierunek zmian i tendencję rozwoju strefy brzegowej w określonym czasie nie wystarczy znać średnie wielkości parametrów działających w tym okresie fal. Należy także znać przebieg zmian tych parametrów w badanym okresie.

Oprócz omówionych wyżej dennych prądów powrotnych wyróżnia się także "prądy rozrywające". Na przykład F.P.Shepard /90/ stwierdza istnienie silnego prądu skierowanego w stronę morza na powierzchni i w przy powierzchniowych warstwach wody. Ten ruch mas wodnych nazwał on prądem rozrywającym. Według F.P.Sheparda prędkość tego prądu może dochodzić do 1m/sek., a jego działanie sięga do 5,5 m w głąb.

We wcześniejszej pracy z roku 1941 F.P.Shepard, K.O. Emery i E.C.La Fond /92/ negują w ogóle istnienie prądów dennych i uważają, że powrót ku morzu spiętrzonych przy brzegu mas wodnych odbywa się tylko w formie prądów rozrywających. Schemat ich przebiegu ilustruje rys.3. Według F.P.Sheparda prądy te mają charakter okresowy i miejsce ich powstawania przy brzegu może się zmieniać. W przypadku obecności na ich drodze luźnego, drobnego materiału, prąd rozrywający może erodować dno i tworzyć płaskie zagłębienia lub kanały skierowane prostopadle do brzegu. Autor ten nadmienia jednak, że są to formy efemeryczne, które mogą się zmieniać w ciągu kilku godzin.

Nieco inne wyniki przynoszą późniejsze badania radzieckie. Na przykład E.A.Popow /80/ stwierdził wyraźny związek prądów rozrywających z zarysem linii brzegowej. Zjawiska te występują, według tego autora stale w małych zatokach, a nawet przy małych zagięciach li-



Rys.3. Schemat rozmieszczenia prądów rozrywających /wg F.P. Sheparda/

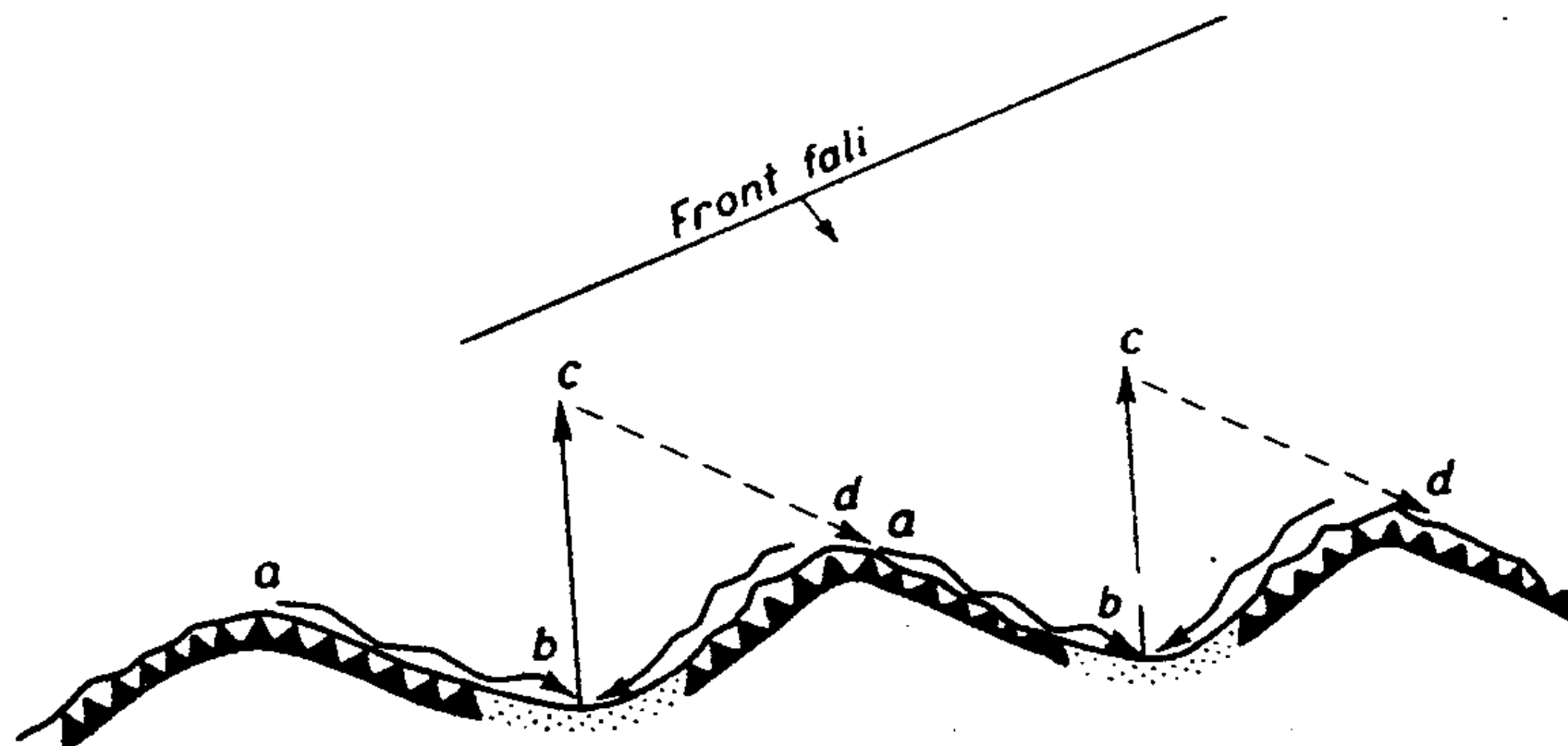
ni brzoza. Oczywiście i w tym przypadku najbardziej sprzyjające warunki spiętrzenia wody istnieją przy prostokątym podchodzeniu fal do brzoza.

E.A. Popow wspomina, że wbrew poglądom F.P. Sheparda pomiary wykazały największą prędkość prądu powrotnego przy dnie i zmniejszanie się jej ku górze. Dalej, E.A. Popow wprowadza dodatkowy podział obserwowanych przez niego prądów powrotnych. Stwierdza mianowicie, że przy słabym falowaniu, małej wysokości i małym okresie fal powstaje jedynie nieznaczne ale dość stałe spiętrzenie wody w zagłębieniu brzoza, co powoduje z kolei względnie stały odpływ wody w postaci prądów powrotnych. Ten charakter prądu określa on mianem "dennego, odpływowego prądu stru-

mień i o w e g o". Podkreśla też, że prąd ten nie zmienia zasadniczo rzeźby dna gdyż może unosić tylko piasek i drobny żwir na niewielkie odległości. Najbardziej sprzyjające warunki powstawania omawianego prądu istnieją przy falach o okresie do 5 sek. i wysokości 0,3 - 0,5 m.

Z wzrostem siły falowania zmienia się charakter odpływu wody spiętrzonej w zagięciu brzegu lub zatoce. Zanika denny odpływowy prąd strumieniowy, a powstaje potężny strumień charakteryzujący się dużą prędkością i energią, nazywany przez E.A. Popowa "denny przeciwpływ" lub "denny odpływ wsteczny". Powstaje on w przypadku gdy wysokie fale o długim froncie, podlegające refrakcji skracają stopniowo swój front przy podejściu do brzegu o wklęsłym zarysie i zwiększają własną wysokość powodując silne, lokalne spiętrzenie wody. Powoduje to nie stały, jak w poprzednio opisanych warunkach, ale okresowy, jakby pulsujący odpływ powstający przy podejściu do brzegu serii największych i silnie zdeformowanych fal. Jednocześnie prędkość, a co za tym idzie i siła tego prądu powrotnego jest bardzo duża. Zaobserwowano, że porusza on głązy o wadze 45-50 kg, a w czasie sztormu o sile 9⁰ w skali Beauforta prąd ten przemieszczał po dnie obiekt wagi 200 kg.

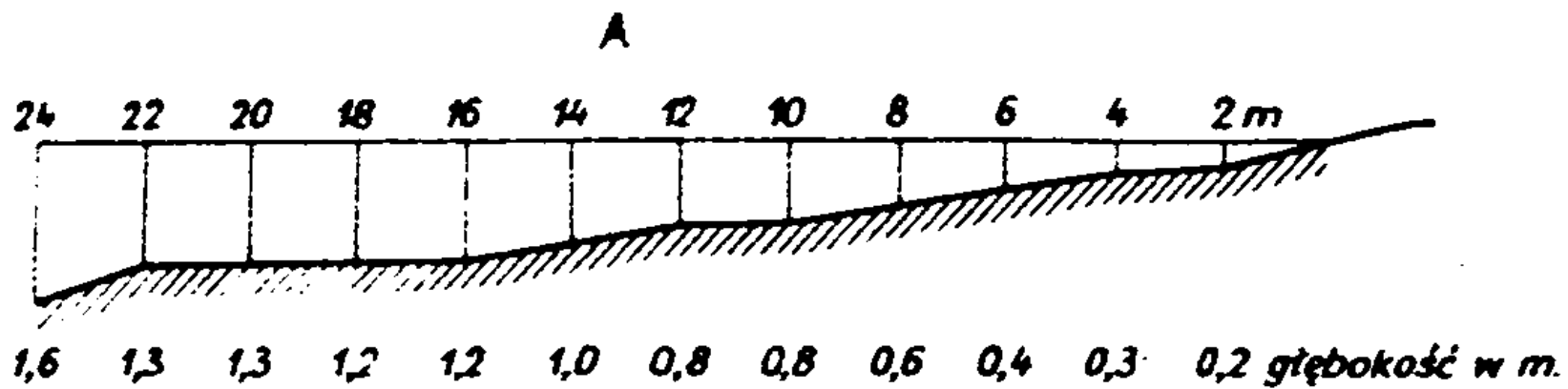
Zdaniem E.A. Popowa /80/ denny przeciwpływ działa hamująco na przemieszczanie rumowiska wzdłuż brzegu dzięki skierowaniu go w dół skłonu podwodnego w kierunku prostopadłym do linii brzegu. Z drugiej jednak strony dopomaga w przerzucaniu tego materiału poza nierówności linii brzegowej, jak to pokazano na rys.4



Rys.4. Schemat przemieszczania rumowiska wzdłuż falistego i niejednorodnego litologicznie wybrzeża przy współdziałaniu dennych prądów powrotnych /wg E.A. Popowa/

Wpływ dennego przeciwapływu na kształtowanie dna jest znaczny, między innymi także dlatego, że w zagłębieniach linii brzegowej działa on stale w tej samej strefie i w tym samym kierunku, zbliżonym zazwyczaj do prostopadłego względem brzegu. Długotrwałe działanie takiego prądu może doprowadzić do wyerodowania rynien nawet w litych skałach. A.E. Popow przytacza obserwacje, z których wynika, że formy takie znajdowano jeszcze na głębokości 25 m. Oczywiście jeszcze większy wpływ mają denne przeciwapływy w formowaniu rzeźby dna zbudowanego z luźnych osadów. Przykład działalności tego prądu wyrównującej dno przytoczono na rys.5.

W podsumowaniu swoich obserwacji A.E. Popow /80/ podkreśla, że dennego przeciwapływu nie można uważać za zjawisko przypadkowe związane tylko ze specyficznym ukształtowaniem brzegu. Odwrotnie. Jest to zjawisko powszechne i występuje wszędzie tam gdzie istnieją jakiegokolwiek zagłębienia linii brzegowej sprzyjające



Rys.5. Profil dna poprowadzony prostopadle do linii brzegu przy wklęsłym odcinku obradowanego wybrzeża /wg E.A. Popowa/

A - wzdłuż osi działania powrotnego prądu dennego

B - poza strefą działania powrotnego prądu dennego

spiętrzeniu mas wodnych przy brzegu. Rola tego prądu w dynamice dna morskiego nakazuje uwzględnianie jego istnienia, szczególnie przy badaniach form dna w strefie przybrzeżnej i przy badaniu procesów ruchu osadów, jako czynnika powodującego ich poprzeczne przesuwanie względem linii brzegowej.

Inny, również ważny w naszych rozważaniach problem to określenie charakteru prądów przybrzeżnych działających równoległe do linii brzegowej.

Pierwsze badania tego typu przeprowadzili na większą skalę w czasie ostatniej wojny F.P. Shepard i D.L. Inman /91/. Wydzielili oni dwie strefy działania prądów przybrzeżnych. Pierwsza wiąże się ze strefą przyboju i charakter działającego tu prądu zależy od morfologii dna i brzegu oraz od charakteru samego przyboju. Stwierdzono, że prąd przybrzeżny może osiągnąć

nać prędkość do 1 m/sek.

Druga strefa prądu przybrzeżnego leży dalej od brzegu, w obszarze głębszej wody i występujący tam prąd powstaje pod wpływem wiatru i poziomych zawirów o bardzo dużym promieniu. Te prądy są bardziej stałe od poprzednich ale jednocześnie są słabsze.

Pomiędzy tymi dwoma strefami względnie wyraźnie uformowanych prądów istnieje obszar przejściowy z przewagą lokalnych, pulsujących ruchów wody w kierunku brzegu lub odwrotnie.

Z licznych obserwacji przeprowadzonych przez wspomnianych autorów wynika, że ogólny system cyrkulacji wody w strefie przybrzeżnej jest lokalnie bardzo zróżnicowany i trzeba było wydzielić kilka typów tej cyrkulacji zależnie od kierunku podejścia fal, ich okresu, długości i innych czynników.

C.A.M.King /41/ zwraca uwagę, że prądy przybrzeżne stanowią także kombinacje mniejszych układów cyrkulacji mas wodnych. Niektóre z nich powstają przy skośnym podejściu fali do brzegu, inne dzięki refrakcji fal i różnicy poziomów wody na sąsiadujących ze sobą odcinkach przybrzeża, co jest z kolei spowodowane niejednakowym spiętrzeniem wody przy brzegu za względu na zróżnicowane przenoszenie mas. W tym przypadku powstają przybrzeżne prądy nazwane przez J.F. Szadrina /100/ "prądami gradientowymi". Są one zazwyczaj skierowane w przeciwnych kierunkach na sąsiadujących ze sobą odcinkach. Są to prądy okresowe ale według J.F. Szadrina odgrywają one dużą rolę przy modelowaniu form dna ułożonych poprzecznie do linii brzegu.

Wspomniane wyżej wyniki prac F.P. Sheparda zostały

zasadniczo potwierdzone przez późniejsze badania radzieckie ale, jak podkreśla W.P.Zenkowicz /119/ problem okazał się jeszcze bardziej skomplikowany. Badania przeprowadzone na Morzu Czarnym przez E.N.Egorowa /21/ wykazały istnienie silniejszego prądu przybrzeżnego za drugim wałem podwodnym niż przy samym brzegu. Taki układ prądów był charakterystyczny przy bezwietrznej pogodzie. Natomiast przy bocznym wietrze prąd w strefie przyboju zaczyna przeważać i jego prędkość dochodzi do 1,2 m/sek. E.N.Egorow stwierdził też istnienie wirów o osi pionowej, które powodują usypywanie wyniosłości łączących wał podwodny z brzegiem.

R.J.Knaps /43/ badający wybrzeża Bałtyku stwierdza, że w przypadku istnienia kilku wałów podwodnych prąd przybrzeżny ma tendencję utrzymywania się w rynkach między wałami. Natomiast materiały opublikowane przez E.N.Egorowa /21/ i N.A.Ajbułatowa /1,2/ z badań na Morzu Czarnym nie potwierdzają tych obserwacji. Analizując to zagadnienie W.P.Zenkowicz /119/ przypuszcza, że przyczyną odmiennych procesów w obu morzach mogą być lokalne, bliżej nieokreślone czynniki. Należy także wspomnieć, że R.J.Knaps uważa iż na płytkich, piaszczystych wybrzeżach rumowisko jest przenoszone głównie przez prądy, a rola falowania sprowadza się jedynie do "zmacenia" osadu i oderwania cząstek od dna.

Wynikający z tych rozważań dalszy problem dotyczy ruchu rumowiska w strefie przybrzeżnej. Jest on dla nas ważny z tego względu, że w ostatecznym rezultacie prowadzi do powstania akumulacyjnych form rzeźby podwodnej, które są przedmiotem tego opracowania.

Bardzo interesujące, ze względu na możliwość re-

gionalnych nawiązań są w tym względzie prace R.J. Knapsa /44/ z obszaru litewskich i łotewskich wybrzeży Bałtyku. Autor ten przytacza obserwacje, z których wynika, że ruch rumowiska powodujący powstawanie wałów podwodnych odbywa się, jak już wspomniano, pod wpływem działania falowania i prądów powrotnych, szczególnie sztormowych. Natomiast frontalne działanie falowania powoduje jedynie wyrównywanie profilu skłonu podwodnego i dąży do nadania formy wklęsłej samej linii brzegowej. Z kolei falowanie działające wzdłuż linii brzegowej lub podchodzące do brzegu pod ostrym kątem sprzyja powstawaniu prądów różnicujących dno na wały i rynny podwodne.

Inne, ważne spostrzeżenie dotyczy warunków w jakich powinno się poruszać rumowisko aby mogły powstać podwodne formy akumulacyjne typu wałów podwodnych. R.J. Knaps /44/ stwierdza, że wały podwodne powstają tylko wtedy, jeżeli część luźnego materiału nie ulega zawieszeniu w wodzie przy sztormowym falowaniu. Zgodnie z tym, wały podwodne mogą powstawać tylko przy przemieszczeniu piasku w warstwie przydennej.

IV. ZASTOSOWANIE ZDJĘĆ LOTNICZYCH W BADANIACH STREFY PRZYBRZEŻNEJ I ANALIZA WŁASNYCH MATERIAŁÓW FOTOGRAFICZNYCH

Ze względu na to, że główną metodą badania form podwodnych i ich dynamiki zastosowaną w niniejszej pracy jest analiza zdjęć lotniczych, należy krótko wspomnieć o obecnym stanie teoretycznego opracowania tej metody. W tym przypadku jest ważne porównanie wymagań teoretycznych z własnymi materiałami. Pozwoli to na wskazanie ewentualnych luk w materiałach i określenie dalszych kierunków badań w tej dziedzinie na polskim wybrzeżu.

Literatura tego przedmiotu jest bardzo obfita, a prace, w których wykorzystuje się zdjęcia lotnicze w badaniach oceanograficznych są publikowane na ogół we wszystkich krajach reprezentujących wysoki poziom organizacji badań naukowych. Jednocześnie zarysowuje się wyraźny podział tych opracowań na dwie grupy, który odpowiada jednocześnie podziałowi terytorialnemu według miejsca publikacji.

Obserwuje się mianowicie, że w opracowaniach zachodnioeuropejskich i amerykańskich zdjęcia lotnicze są wykorzystywane powszechnie ale brak syntetycznych publikacji metodycznych podsumowujących jakiś większy etap doświadczeń. Poszczególne zagadnienia są oczywiście omawiane ale prace te są rozproszone po

różnych periodykach i publikuje się je przeważnie w formie małych, pojedynczych artykułów /59,66,88/. Zastanawia także fakt, że wykorzystanie zdjęć lotniczych w badaniach oceanograficznych jest omówione bardzo pobieżnie nawet w dużych podręcznikach dotyczących interpretacji zdjęć lotniczych, jak na przykład praca D.R. Luedera /58/ czy W.Walkera /110/ lub w najnowszej i bardzo obszernej monografii amerykańskiej z roku 1960 pod tytułem "Manual of Photographic Interpretation"/65/. Co więcej, autorzy tej monografii omawiając dział badań oceanograficznych powołują się na badania radzieckie.

Drugą grupę stanowią właśnie prace radzieckie, wśród których występuje bardzo dużo artykułów metodycznych. W roku 1963 ukazała się też w języku rosyjskim najpełniejsza i jak dotychczas pierwsza w literaturze światowej monografia podsumowująca wieloletnie doświadczenia w zastosowaniu zdjęć lotniczych w badaniach oceanograficznych. Jest to praca zbiorowa pt. "Primenienie aerometodow dla issledowania moria" /82/.

Ze względu na brak własnych doświadczeń i prac teoretycznych w dziedzinie zastosowania fotografii lotniczej w badaniach morza muszę się oprzeć w niniejszej pracy na wynikach opracowań wspomnianych wyżej autorów. Ograniczę się oczywiście do przedstawienia podstawowych czynników wpływających na jakość zdjęcia lotniczego z obszaru morskiego, w zakresie koniecznym do uwypuklenia specyfiki tych materiałów. Będę przy tym opierać się głównie na wspomnianej już monografii radzieckiej /82/, jako dzieło najnowszym i uwzględniającym cały dorobek światowy w tej dziedzinie.

Zasadnicza różnica między zdjęciami lotniczymi łą-

du i dna morskiego wynika z dodatkowego wpływu na obraz fotograficzny, drugiego środowiska, jakim jest woda. W trakcie fotografowania z powietrza rzeźby podwodnej działają następujące czynniki fizyczne /82/ :

1. Światło rozproszone przez warstwę powietrza znajdującą się między kamerą fotograficzną, a powierzchnią wody.

2. Światło odbite od powierzchni wody.

3. Światło rozproszone przez warstwę wody.

4. Światło odbite od dna.

Pierwsze, trzy źródła światła wpływają ujemnie na jakość fotograficznego obrazu dna. Można także przypomnieć, że należy w tych rozważaniach uwzględnić ujemny wpływ mgiełki atmosferycznej ale to zjawisko występuje również przy fotografowaniu obszarów lądowych i stanowi osobne zagadnienie.

Wpływ warstwy wody znajdującej się nad fotografowanym dnem wyraża się przede wszystkim w następujący sposób:

1. Warstwa wody osłabia jasność dna.

2. Odbicie światła od powierzchni wody i rozproszenie światła w warstwie wody osłabiają kontrast obrazu dna.

3. Załamanie promieni na powierzchni wody powoduje deformację obrazu form podwodnych obiektów i pewną nieostrość ich konturów /82/.

Jednym z ważnych szczegółów wymagających uwzględnienia jest zmiana kontrastów jakie występują między poszczególnymi obiektami wraz ze zmianą głębokości. Chodzi tu głównie o kontrast tak zwanej jasności spektralnej gdyż warstwa wody o określonej głębokości jest niejednakowo przejrzysta dla promieni o różnej

długości fali. Ustalono, że występują tu następujące zależności /82/:

1/ przy małych głębokościach, to jest do 2 m. można fotografować dno w szerokim zakresie widma gdyż osłabienie kontrastu przez warstwę wody nie przekracza 25% współczynnika kontrastu dla zielonej części widma. Ta wartość utrzymuje się dla długości fali w granicach 460-660 milimikronów;

2/ ze wzrostem głębokości zmniejsza się zakres użytecznego widma. Już na głębokości 5 m., przy dobrej i średniej przezroczystości wody, dla fali długości 640 milimikronów kontrast jest o 2 - 4 razy mniejszy niż dla fali długości 540 milimikronów;

3/ przy głębokości dna rzędu 10 m wskazane jest fotografowanie w strefie widma o długości 460-580 milimikronów gdyż przy fali równej lub większej do 600 milimikronów kontrast jest już o wiele mniejszy niż przy zastosowaniu niebieskozielonej części widma.

Na kontrast fotograficznego obrazu dna morskiego wpływa także kąt fotografowania. Przy odchyleniu osi optycznej kamery od pionu w granicach 0° - 20° zmiana kontrastu spowodowana warstwą wody jest minimalna. Istotne obniżenie kontrastu, zwłaszcza na odcinkach głębokich zaznacza się przy kącie odchylenia od pionu powyżej 40° .

Jak już wspomniano wyżej, warstwa wody nad dnem powoduje jeszcze inne efekty optyczne, a mianowicie załamanie promieni świetlnych. Zjawisko to powoduje deformację obrazu fotograficznego i nieostrość jego konturów. Deformacja ta jest nieznaczna i uwzględnia się ją jedynie przy dokładnym kartowaniu stereofotogrametrycznym.

Istnieje jednak jeszcze inna przyczyna pozornego przesunięcia i nieostrości obrazu fotograficznego określaną jako "przesunięcie falowania" /82/. Zjawisko to wywołują fale wodne, które dodatkowo zmieniają kąt załamania promieni świetlnych. Przesunięcie to zależy od ogniskowej obiektywu i wysokości fotografowania, co wyraża się w podziałce zdjęcia. Jest ono także proporcjonalne do kąta nachylenia powierzchni fali wodnej.

Przesunięcie falowania może w niektórych przypadkach w ogóle zlikwidować obraz obiektu na dnie, zwłaszcza gdy grzbiet fali przebiega równoległe do dłuższej osi fotografowanej formy podwodnej. Występuje przy tym zależność między wielkością obiektu, głębokością jego występowania i wielkością fali. Jak wyliczono /82/, przy maksymalnych deformacjach mogą się pokryć punkty leżące od siebie w odległości równej 0,4 wartości głębokości wody w danym miejscu. W tym przypadku, przy głębokości 10 m mogą zaniknąć na zdjęciu formy podłużne szerokości ≈ 4 m. Wniosek, że zdjęcia należy wykonywać w czasie falowania skierowanego skośnie lub prostopadle od dłuższych osi fotografowanych obiektów.

Osobne zagadnienie w odszytywaniu form podwodnych stanowi zastosowanie do tego celu metody fotometrycznej związanej zasadniczo z pomiarem głębokości morza przy pomocy zdjęć lotniczych. Ten problem będzie przedstawiony w rozdziale V.

X

Z kolei należy omówić materiały fotograficzne wykorzystane w niniejszej pracy, ze szczególnym uwzględ-

nieniem stopnia ich czytelności i zakresu informacji, jakie można z nich uzyskać. Chodzi bowiem o to, aby w dalszej części pracy nie powracać do zasadniczych wyjaśnień natury technicznej dotyczących zasad i zakresu samej interpretacji zdjęć lotniczych,

Zajmę się zatem krótko analizą najważniejszych elementów odczytywania zdjęć lotniczych w odniesieniu do rozpatrywanej serii.

W interpretacji zdjęć lotniczych używa się, między innymi takich pojęć, jak "c e c h y r o z p o z n a w c z e" oraz "s t o p i e ń r o z p o z n a n i a".

Cechy rozpoznawcze są to te elementy obrazu fotograficznego, które pozwalają rozpoznać i sklasyfikować badany obiekt. Są to: kształt, wielkość, fototon, rysunek lub struktura obrazu fotograficznego oraz cień własny i padający /28/. Są to tak zwane bezpośrednie cechy rozpoznawcze. Poza tym stosujemy przy odczytywaniu zdjęć wnioskowanie pośrednie gdzie uwzględniamy szczególnie wzajemne powiązanie odczytywanych elementów i specyfikę ich topograficznego rozmieszczenia. Ułatwia to wysuwanie wniosków w dziedzinie procesów geomorfologicznych zachodzących na badanym obszarze.

Przez stopień rozpoznania rozumiemy procent rozpoznanych obiektów w stosunku do ogólnej liczby odzwierciedlonych na zdjęciu lotniczym, a będących przedmiotem badań /28/.

Podstawowa seria zdjęć lotniczych, którymi posłużono się w niniejszej pracy była wykonana w czasie gdy wysokość słońca nad horyzontem wynosiła, w przybliżeniu, 27° na początku okresu fotografowania do około 44° pod koniec pracy.

Porównując przytoczone wyżej dane z założeniami teoretycznymi omówionymi częściowo w poprzednim rozdziale można stwierdzić, że posiadana seria zdjęć została wykonana w sprzyjających warunkach oświetlenia. Jak obliczono /S2/, przy wysokości słońca nad horyzontem równej 30° , w głąb wody przenika 94% bezpośredniego światła słonecznego. Z kolei 95% tej ilości światła jest przekazywane przez warstwę wody dalej w głąb, w kierunku dna, aczkolwiek w formie światła rozproszonego. Zatem stopień oświetlenia dna jest w opisanych warunkach względnie wystarczający. Fotografowanie w godzinach rannych eliminuje także możliwość trafiania na zdjęcie lotnicze dużego obszaru strefy odbłasku, która rozszerza się w miarę zbliżania się słońca ku zenitowi.

Można tu wspomnieć, że strefa odbłasku powstaje na skutek odbicia promieni światła od powierzchni wody na zasadzie odbicia lustrzanego. W związku z tym, że oś optyczna kamery fotograficznej jest skierowana w czasie fotografowania pionowo lub prawie pionowo, możliwość sfotografowania odbitych promieni słonecznych wzrasta wraz ze zbliżaniem się ich kierunku padania i odbicia do pionu. Strefa odbłasku występuje na zdjęciu lotniczym w postaci białej plamy i w jej centralnej części rysunek dna jest niewidoczny.

Omawiane zdjęcia lotnicze zostały wykonane na filmie panchromatycznym "Ilford" z zastosowaniem 3-krotnego filtra żółtego. Ogniskowa obiektywu wynosiła 150 mm, a format zdjęć 23x23 cm. Fotografowanie przeprowadzono z wysokości 1.500 m, a uzyskana w ten sposób podziałka zdjęć wynosi 1:10.000.

Analizując powyższe dane można stwierdzić, że zdję-

cia jakimi dysponowane są obarczone pewnymi brakami pod względem ich pełnej użyteczności naukowej. Mianowicie brak dokładnej charakterystyki użytego filmu nie pozwala ocenić czy uzyskana jakość obrazu form podwodnych jest maksymalna czy też mogłaby ona być jeszcze lepsza. Z przeglądu tych zdjęć wynika, że są one nieco za mało kontrastowe i w związku z tym granice drobnych form są niewyraźne. Przypomnimy, że jest pożądane stosowanie filmu uczulonego na promienie długości 460-580 mimikronów /82/ i z maksymalnie dużym kontrastem, to jest w granicach powyżej 1,50 /100/.

Podziałka zdjęć 1:10.000 jest wystarczająca do prac przeglądowych. Natomiast, jak podkreślają liczni autorzy /82/, do szczegółowych badań form i procesów działających w strefie płytkowodnej, a szczególnie do pomiarów głębokości należy używać zdjęć o podziałce 1:2.000 - 1:5.000. Z licznych doświadczeń wynika, że przeprowadzanie pomiarów stereofotogrametrycznych na zdjęciach o mniejszej dokładności jest trudne. Spostrzeżenie to potwierdziło też się przy własnych próbach, które będą omówione w dalszej części opracowania.

Warunki hydrologiczne w czasie fotografowania były względnie sprzyjające. Z analizy obrazu powierzchni morza na omawianych zdjęciach lotniczych wynika, że falowanie było niewielkie. W niektórych przypadkach widać wyraźnie na zdjęciu system fal podchodzących do brzegu. Na długich odcinkach wybrzeża tworzą one z linią brzegu kąt 45 do 58°. Odpowiada to azymutowi 300-310°. Jedynie w przypadku mierzei helskiej obserwuje się układ fal równoległy do brzegu ze względu na inne jej usytuowanie w stosunku do stron świata, ale odpowiada to także azymutowi 300°.

Obserwacje te są zgodne z danymi meteorologicznymi, z których wynika, że w dniu wykonywania zdjęć lotniczych, wiał wiatr z kierunku NE i E. Prędkość wiatru notowana w Ustce, Mielnie i Śwonoujściu wynosiła 4-6⁰ w skali Beauforta. Natomiast stan morza wynosił 2-3⁰ w skali Beauforta.

Na zdjęciach lotniczych z omawianej serii, część lądowa, a szczególnie pas plaży jest pozbawiony wyraźnego rysunku i drobne elementy morfologiczne nie odzwierciedliły się na zdjęciach lotniczych. Jest to wynikiem zbyt słabego naświetlania tych miejsc przy kopiowaniu pozytywów w związku z czym obszary uformowane z jasnego piasku wyszły jako białe plamy. Efekt ten był w pewnym stopniu świadomym kompromisem gdyż do naszych celów należało wyeksponować obraz części podwodnej i przy kopiowaniu dobrano naświetlenie odpowiednie dla jaśniejszych partii negatywów obejmujących morską część zdjęć. Należy podkreślić, że zróżnicowanie to wynika z dużego kontrastu współczynnika jasności między białym lub jasno szarym piaskiem plażowym, a dnem, nad którym występuje warstwa wody. Z drugiej strony, dzięki temu na analizowanych zdjęciach wystąpiło też korzystne zjawisko wyraźnego zaznaczenia linii brzegowej kontrastującej z ciemnym obszarem wodnym.

W rzeźbie plaży zaznacza się jedynie wał brzegowy oraz towarzysząca mu od strony wewnętrznej wąska rynna. Te elementy morfologiczne wyodrębniają się z jasnego tła plaży dzięki ich większej wilgotności, która sprawia, że występują one na zdjęciach w postaci szarych smug, ciemniejszych od suchych piasków plażowych. W tych przypadkach pod stereoskopem widać także dobrze wał brzegowy. Natomiast wspomniane obniżenie zazna -

cza się tym lepiej im jest głębsze, a co za tym idzie wilgotniejsze. W krańcowych przypadkach, gdy wypełnienia je woda występuje ono w postaci bardzo ciemnych smug. Jest to wtedy mała laguna oddzielona od morza wałem brzegowym.

U stóp wybrzeży klifowych, w pojedynczych przypadkach widać na zdjęciach duże głązy średnicy około 2,5 m sterczące nad powierzchnią wody. Ich wielkość na zdjęciach wynosi zaledwie 1/4 mm wobec czego można je rozpoznać tylko przy dużym powiększeniu. Występują one jako owalne obiekty jaśniejsze od ciemnoszarej wody, a ciemniejsze od jasnego piasku. Towarzyszy im też cień podkreślający bryłowatość tych form.

Pozostając przy opisie obiektów związanych z łądem można wymienić ostrogi, mola i falochrony. Te sztuczne elementy odgrywają wiadomą rolę w procesach brzegowych i ich właściwe rozpoznanie jest także ważne. Są one łatwo rozpoznawalne dzięki regularnym kształtem właściwym dla większości obiektów antropogenicznych. Poza tym, pod stereoskopem widać wyraźnie, że wznoszą się one nad powierzchnią wody. Dotyczy to zwłaszcza falochronów i budowli w rodzaju mola, w mniejszym zaś stopniu ostróg. Te ostatnie przedstawiają się na zdjęciach jako wąskie, ciemne kreski rozmieszczone w regularnych odstępach i wybiegające w morze prostopadle do linii brzegowej. Natomiast mola i falochrony, poza charakterystycznymi kształtami i rozmiarami cechuje jasno szary ten obrazu fotograficznego odzwierciedlający suchą powierzchnię drewnianego pomostu lub betonowej budowli. Dodatkową, pośrednią cechą rozpoznawczą dla tych budowli jest zmiana charakteru podwodnych form akumulacyjnych w ich sąsiedztwie.

Powierzchnia wody zaznacza się na analizowanych zdjęciach lotniczych w trojaki sposób. Bezpośrednio przy brzegu i na linii grzbietów niektórych wałów podwodnych obserwujemy załamujące się fale, które występują na zdjęciach jako cieniutkie, białe kreski ułożone w pewnym porządku, zazwyczaj skośnie lub równoległe do brzegu.

Na obszarze oddalonym od brzegu widać w wielu przypadkach wyraźnie sfalowaną powierzchnię morza. Wyraża się to w charakterystycznym rysunku obrazu fotograficznego, który składa się z drobnych, ciemniejszych i jaśniejszych, szarych smug ułożonych szeregami w jednym kierunku z dodatkowym rysunkiem "łuskowym".

Wreszcie trzeci sposób, w jaki powierzchnia morza zaznacza się na naszych zdjęciach wiąże się z występowaniem, na niektórych egzemplarzach, strefy odbłasku. W tym przypadku grzbiety fal przedstawiają się jako białe pasemka oddzielone czarnymi kreskami odpowiadającymi dolinom fali. Często też jest tu widoczny, charakterystyczny dla sfalowanej powierzchni wodnej obraz łuskowy.

Formy rzeźby podwodnej będące przedmiotem szczególnego zainteresowania w tej pracy rozróżniamy na zdjęciach lotniczych dzięki temu, że są one zbudowane z jasnego piasku. Należy też podkreślić, że przy pomocy tych materiałów możemy właściwie analizować jedynie osady piaszczyste. Formy akumulacyjne zaznaczają się na analizowanych zdjęciach bardzo wyraźnie. Ich fototon zmienia się od jasnoszarego lub niemal białego do ciemnoszarego. Zależy to głównie od głę-

bokości występowania poszczególnych obiektów i ich usytuowania w stosunku do kierunku padania światła słonecznego. Główną cechą rozpoznawczą stanowi tu jednak kształt i rozmieszczenie form.

Wyróżniamy więc piaszczyste wały podwodne różnych kształtów i wielkości gdzie widać grzbiety w postaci względnie jasnej smugi oraz zbocza ciemniejące od grzbietu ku dołowi. Trójwymiarowość tych form oraz występujące w ich obrębie elementy rzeźby niższego rzędu widać także bardzo dobrze pod stereoskopem.

Wszystkie obniżenia zaznaczają się natomiast w postaci ciemnoszarych lub czarnych smug różnej szerokości. Największe z nich, oddzielające jasne pasma wałów podwodnych to obniżenia rynien podwodnych. W ich obrębie nie widać zazwyczaj rysunku dna. Natomiast drobniejsze zagłębienia występujące szczególnie na stokach wałów podwodnych lub przecinające ich grzbiety posiadają nieco jaśniejszy ton niż głębsze rynny. Tworzą one zazwyczaj charakterystyczny rysunek właściwy dla bruzd spływowych, wyraźnie ukierunkowany i uporządkowany. Podobnie, kształt form i ogólny rysunek obrazu fotograficznego jest zasadniczą cechą rozpoznawczą form turbulencyjnych. Układają się one w kształcie girland lub haków złożonych z jasnych i ciemnych smug, często o silnie falistym lub spiralnym rysunku.

Zarys niektórych, drobnych form podwodnych położonych przy brzegu bywa czasami podkreślony przez nagromadzenie przynoszonych przez fale ciemnych szczątków roślinnych, które zaznaczają się na zdjęciach jako czarne smużki.

Wyraźnie ciemniejszy fototon obrazu form podwod -

nych spotykamy w odcinkach ujściowych niektórych rzek. Wiąże się to prawdopodobnie ze zmianą barwy materiału składanego na dnie gdyż występuje tam zapewne do-
mieszka mulistych osadów rzecznych.

Ciemne smugi lub nieregularne w zarysie ciemne plamy obserwuje się często po zewnętrznej stronie serii wałów podwodnych. Formy te, najprawdopodobniej zagłębienia, wychodzą często wyraźniej na zdjęciach lotniczych ze sfotografowaną strefą odblasku. Na jej obrzeżeniach, wśród bardzo jasnego tła występują wtedy zupełnie czarne zarysy zagłębień.

Inne, ciemne obiekty ale tym razem o wyraźnym, własnym rysunku oznaczają wystąpienia roślinności podwodnej w jej naturalnym środowisku. Jest to mianowicie rysunek ziarnisty lub kępkowy gdzie poszczególne "ziarna" oznaczają skupienia roślinności. Kępki te mają nieregularne zarysy ale układają się w wyraźne pasma podkreślające konfigurację dna, do której dostosowuje się roślinność. Należy podkreślić, że na omawianych zdjęciach roślinność podwodna występuje zawsze w ciemniejszym tonie niż dno stanowiące jej tło.

Oprócz zasadniczej serii zdjęć lotniczych, wspomnianej poprzednio, wykorzystano w niniejszym opracowaniu zdjęcia niektórych fragmentów wybrzeża wykonano rok wcześniej oraz w 5 lat po serii podstawowej. Obraz fotograficzny jest na nich nieco bardziej kontrastowy dzięki czemu zasadnicze zarysy form podwodnych występują wyraźniej, natomiast drobne szczegóły częściowo zatracają się. Mniejsza jest bowiem na nich gama tonów. Można jednak stwierdzić, że do studiów porównawczych materiały te są w pełni wystarczające i użyteczne.

V. FOTOMETRYCZNE ODCZYTYWANIE RZEŻBY DNA

W poprzednim rozdziale przedstawiono zakres informacji, jakie można uzyskać o rzeźbie dna ze zdjęć lotniczych. Należy jednak podkreślić, że oglądając obraz form podwodnych pod stereoskopem widzimy wprawdzie ich przestrzenną konfigurację ale wyrazistość i czytelność obrazu maleje szybko ze wzrostem głębokości. W związku z tym ukształtowaniem dna rynien między wałami podwodnymi oraz urzeźbienie płycizn zewnętrznych jest słabo rozpoznawalne. Tak samo drobne różnice głębokości w obrębie form akumulacyjnych uchodzą uwagi obserwatora ze względu na mały kontrast fototonu.

Spostrzeżenia te zostały potwierdzone przy próbach stereofotogrametrycznego pomiaru głębokości w strefie przybrzeżnej. Pomimo, że prace doświadczalne wykonywano przy pomocy bardzo precyzyjnego instrumentu, jakim jest stereometrograf, wiarygodny pomiar głębokości można było osiągnąć jedynie na grzbietach wałów podwodnych. Na ciemnym tle rynien i zagłębień nie można bowiem osadzić znacznika pomiarowego z należytą dokładnością. Należy także wspomnieć, że dysponowano zdjęciami lotniczymi w podziałce 1:10.000, która jest uznawana za graniczną. Do celów stereofotogrametrycznych, w odniesieniu do dna morskiego zaleca się bowiem podziałki w granicach 1:5.000 - 1:3.000/87/.

W związku z przedstawionymi wyżej trudnościami o-

ptycznego wykrycia niektórych elementów rzeźby dna przeprowadzono próbę wykorzystania fotometrycznej metody pomiaru głębokości i przystosowania jej do wykrywania słabo widocznych szczegółów rzeźby podwodnej.

Ogólne założenia tej metody są następujące. Obraz czarno-białego zdjęcia fotograficznego składa się, jak wiadomo, z kompozycji czarnych plam o różnej tonacji między dwoma, skrajnymi barwami - czarną i białą. Natomiast jakość fototonu, a szczególnie różnica fototonu dwu obiektów zależy od ich jasności spektralnej /28/. W związku z tymi stwierdzeniami należy przeanalizować obraz fotograficzny dna morskiego na zdjęciach lotniczych.

Na wstępie należy przyjąć pewne założenia. Trzeba mianowicie stwierdzić iż możemy uważać, że na określonym obszarze akwenu woda posiada jednakową przejrzystość. Tak samo można twierdzić, że na badanym odcinku dno jest jednorodne. Oczywiście należy korzystać przy tym z danych geologicznych, map gruntów dna i innych, dostępnych źródeł informacji.

Po przeprowadzeniu takiego dowodu wynika wniosek, że zmiana fototonu jednorodnego dna morskiego na danym zdjęciu lotniczym zależy wyłącznie od grubości warstwy wody znajdującej się nad tym dnem. Im grubsza warstwa wody tym większe pochłanianie światła odbitego od dna i odpowiednio ciemniejszy ton na zdjęciu fotograficznym. Stąd prosty wniosek, że jasne fragmenty zdjęcia lotniczego oznaczają obszary płytsze od fragmentów ciemnych.

Zasadę tę wykorzystano przy fotometrycznych pomiarach głębokości. Mikrofotometr rejestrujący mierzy gęstość optyczną negatywu lub diapozytywu fotograficzne-

go wzdłuż określonego profilu i kreśli krzywą tego elementu. Ponieważ, jak już powiedziano, gęstość optyczna obrazu poszczególnych punktów dna jest proporcjonalna do głębokości, przeto znając wartości jakichś punktów odniesienia uzyskane w drodze sondażu czy pomiarów stereofotogrametrycznych możemy przy pomocy prostego rachunku wyznaczyć głębokość pozostałych punktów wzdłuż linii profilu.

W niniejszym opracowaniu nie wykorzystano, niestety, tych możliwości z braku odpowiednich materiałów porównawczych.

Natomiast samą zasadę fotometrycznego pomiaru głębokości przystosowano do precyzyjniejszego odczytywania form podwodnych i ich rzeźby. Główne korzyści z jej zastosowania są następujące.

Na analizowanych zdjęciach lotniczych dna morskiego trudno niekiedy określić, nawet przy użyciu stereoskopu, który z wałów podwodnych z obserwowanej serii jest wyższy, a który niższy. Dotyczy to oczywiście tych przypadków kiedy leżą one na podobnej głębokości i różnice między nimi są minimalne. Natomiast zarys krzywej fotometrycznej łatwo rozstrzyga tę wątpliwość. Tak samo uchodzą na ogół uwadze obserwatora drobne, wtórne obniżenia występujące na zboczach wałów podwodnych lub ich asymetria. Te elementy też wyraźnie odzwierciedlają się na krzywej fotometrycznej.

Jeszcze większa użyteczność omawianej metody zaznacza się w odczytywaniu ciemnych odcinków zdjęć lotniczych, a więc rynien podwodnych i różnego rodzaju zagłębień. Ani stosując powiększenia, ani pod stereoskopem nie można ocenić ich głębokości. Oko nie różni bowiem tych niezwykle subtelnych różnic wśród

ciemnoszarych fototonów, jakie tam występują. W związku z tym nie wiadomo czy oglądany na zdjęciu czarny fototon jest obrazem dna czy też dno leży jeszcze głębiej, a ciemna plama jest wyrazem granicznego zasięgu światła.

Odpowiedź na to pytanie przynosi analiza krzywej fotometrycznej. Okazuje się, że pozornie jednorodne dla oka zagłębienia różnią się na tyle, że fotometr wykreśla ich położenie na różnych poziomach. Przy czym wszystkie punkty krzywej położone powyżej najniższego punktu można uznać za oparte na dnie. Dopiero ten ostatni i najciemniejszy odcinek może być wątpliwy. Z przeprowadzonych doświadczeń wynika, że po osiągnięciu granicznej wartości zaczernienia obrazu fotograficznego otrzymuje się wykres w postaci poziomej linii prostej. Na tym odcinku należy też przerwać interpretację.

W wyniku wykreślenia krzywej nie uzyskuje się co prawda danych o głębokości punktów dna ale można już ustalić ich wzajemne ułożenie i stosunek do innych form rzeźby podwodnej. Poza tym z zarysu krzywej można obliczyć proporcje wielkości między poszczególnymi formami wklęsłymi i wypukłymi.

Należy jednak zwrócić uwagę, że konieczne jest uwzględnienie przy pomiarach wszystkich cieni czy stanowisk roślinności podwodnej, które jako wybitnie ciemne mogą zaburzyć obraz krzywej fotometrycznej. To samo dotyczy bardzo jasnych plam, jak na przykład grzywaczy widocznych na powierzchni morza.

Z porównania obrazu fotograficznego z krzywą fotometryczną wynika, że odzwierciedla ona bardzo wier- nie zmiany głębokości w profilu dna. Można zatem uz -

nać, że w efekcie otrzymujemy fotometryczny profil skłonu podwodnego i znajdujących się na nim form. W ten sposób uzyskujemy dodatkowy i precyzyjny instrument do odczytywania rzeźby dna, wykrywający trudno dostrzegalne szczegóły, a ponadto uzupełniający informacje dotyczące trzeciego wymiaru, przynajmniej w zakresie pogładowym. Trzeba jednak podkreślić, że profil fotometryczny nie może być utożsamiany z rzeczywistym profilem dna, chociaż może być do niego zbliżony.

Dla zilustrowania tego zagadnienia omówię jeden z przykładów. Na rys. 6 widać strefę wielowałową o dobrze rozwiniętych wałach podwodnych charakteryzujących się różną szerokością i różnym urzeźbieniem zboczy. Wśród nich, trzy pierwsze wały podwodne posiadają jasne grzbiety o bardzo słabo zróżnicowanym fototonie. Natomiast czwarty wał podwodny występujący w formie płycizn jest wyraźnie niższy od poprzednich i od następnego, piątego wału podwodnego. Ten jednak jest głębiej zanurzony od trzech wałów położonych bliżej brzegu. Kolejny, szósty wał jest słabiej widoczny, a jego forma jest także gorzej wykształcona, bardziej płaska i niewyraźna. Zbocza wałów i dna rynien, jako ciemniejsze posiadają rysunek mniej rzucający się w oczy i trudniejszy do rozpoznania.

Jak widać z załączonego rysunku, profil fotometryczny wykonany wzdłuż linii prostopadłej do brzegu odzwierciedla bardzo wiernie położenie i zarys form podwodnych. Zaznaczyły się na nim następujące, istotnie szczegóły.

Grzbiety form akumulacyjnych i obniżenia form wklęsłych wystąpiły wyraźnie na różnych poziomach. Po-

za tym widać wyraźną asymetrię zarysu niektórych form. W obrębie zboczy niektórych wałów podwodnych obserwuje się załamania profilu świadczące o występujących tam nierównościach. Szczególnie dobrze widać to na czwartym wale podwodnym. Należy przy tym podkreślić, że analiza takiego profilu fotometrycznego uczula obserwatora na drobne szczegóły rzeźby uchodzące jego uwadze przy wizualnym przeglądzie zdjęcia lotniczego.

Ten ostatni aspekt omawianej metody wymaga dodatkowego objaśnienia ze względu na dalsze możliwości, jakie daje zastosowanie fotometru. W tym miejscu należy też przedstawić techniczną stronę tego zagadnienia.

Doświadczenia nad wykorzystaniem metody fotometrycznej do omawianych celów wykonywano przy pomocy dwóch typów instrumentów. Jeden z nich to mikrofotometr rejestrujący "MF-4", w którym zapis krzywej fotometrycznej odbywa się na materiale światłoczułym za pomocą układu optycznego. Wymaga on następnie ciemniowej obróbki chemicznej i przerysowania wykresu. Z tego względu mikrofotometr "MF-4" jest niewygodny w użyciu.

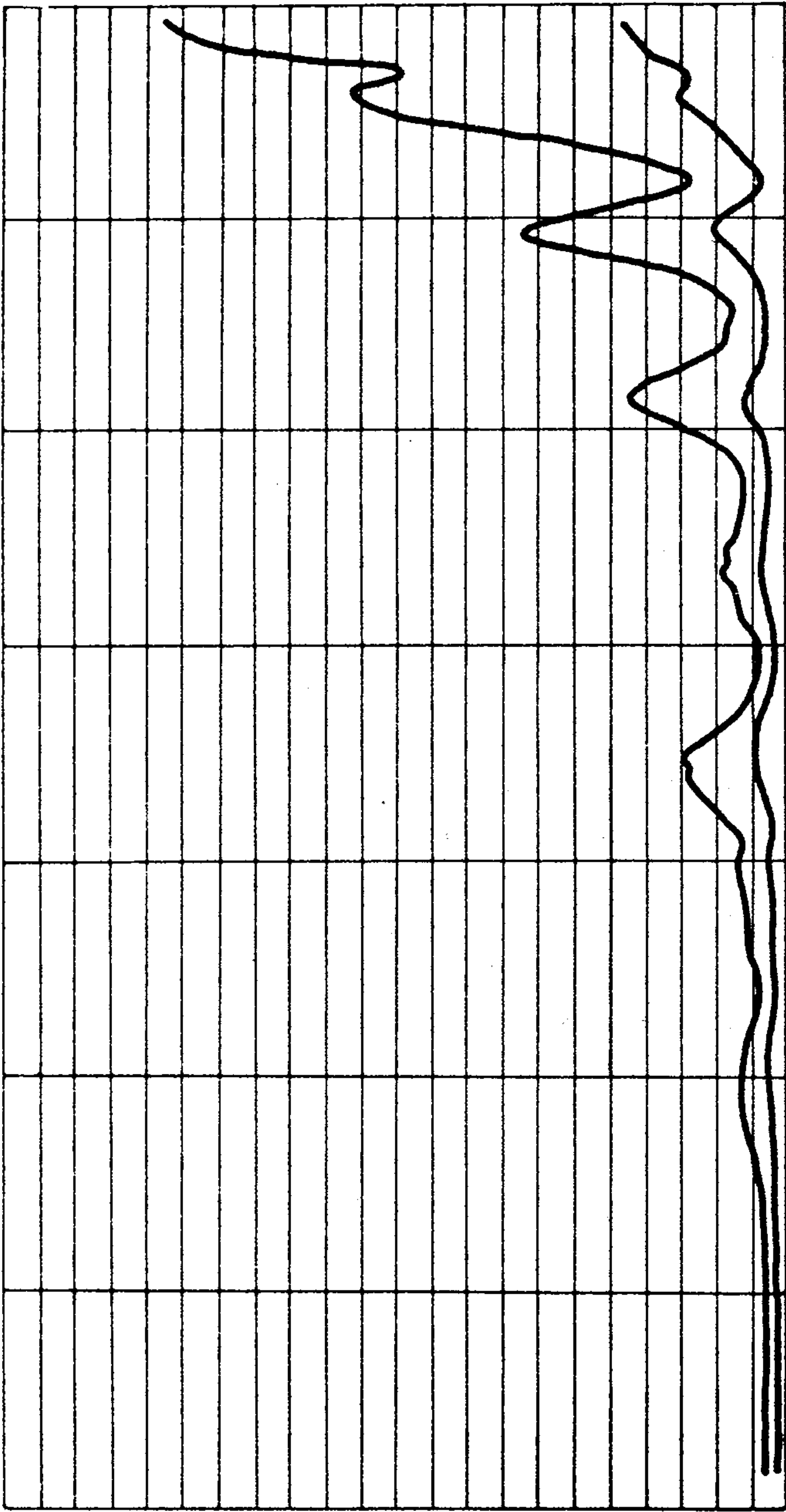
Drugi mikrofotometr rejestrujący, jaki posiadano do dyspozycji jest oznaczony nazwą "Lirepho-2" i pochodzi z firmy Carl Zeiss w Jenie. Ten instrument dokonuje także zapisu graficznego i krzywa pomiaru gęstości optycznej jest bezpośrednio wykreślana na wyskalowanej taśmie papierowej. Jest to bardzo wygodne gdyż wynik pomiaru jest natychmiast gotowy do interpretacji.

Ten typ mikrofotometru rejestrującego ma jeszcze inną zaletę. Zdarza się mianowicie, że kontrast między poszczególnymi punktami badanego profilu jest bardzo mały. Zjawisko to występuje szczególnie na odcinkach głębszych i bardziej oddalonych od brzegu lub tam, gdzie

rzeźba dna jest mało urozmaicona. Wtedy krzywa fotometryczna wychodzi płasko i drobne różnice głębokości nie zaznaczają się na niej wystarczająco wyraźnie. Gdy w trakcie przeprowadzania pomiaru stwierdza się taki przypadek, można cofnąć taśmę z zapisem oraz fotometrowaną kliszę o określony odcinek, a następnie ponownie uruchomić instrument przełączając jednak wzmacniacz impulsu elektrycznego na wyższą wartość. Uzyskuje się dzięki temu większe wychylenia urządzenia zapisującego i jakby sztucznie zwiększa się kontrast między fotometrowanymi punktami profilu. W tym typie mikrofotometru zastosowano zmianę wzmocnienia impulsu co 2 stopnie, a maksymalna możliwość równa się pięciokrotnemu wzmocnieniu w stosunku do najniższej wartości skali.

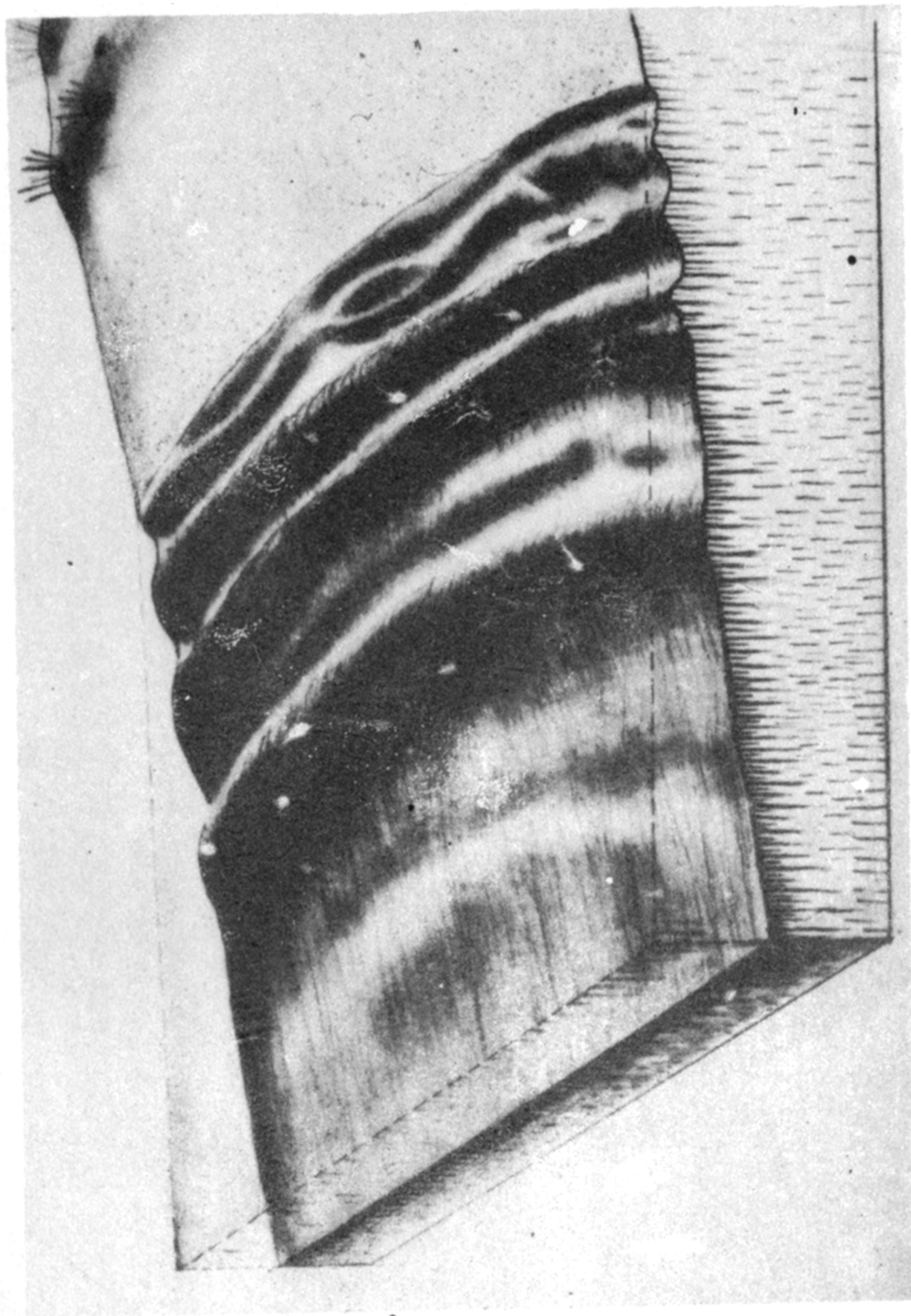
W tym systemie jest bardzo wygodne to, że nowa krzywa fotometryczna zostaje wykreślona nad poprzednią z zachowaniem skali poziomej, a przewiększona w pionie. Dzięki temu ich porównanie jest bardzo łatwe. Należy tu tylko zaznaczyć, że skala pozioma zapisu graficznego jest zawsze pięciokrotnie rozciągnięta w stosunku do fotometrowanego oryginału. Jest to dolna granica proporcji. Można ją natomiast jeszcze zwiększać.

Przykład dwu krzywych tego samego profilu przedstawiono na rys. 7. Szczególnie interesujący jest rysunek począwszy od czwartego wału podwodnego w głąb morza. W obrębie czwartego wału podwodnego uzyskano istotne zróżnicowanie rzeźby, a także lepiej zaznaczyło się podniesienie dna na szóstym wale i drobniejsze formy na przejściu między piątym wałem podwodnym, a zewnętrzną rynną.



Rys. 7. Przykład dwu krzywych fotometrycznych tego samego profilu dna wykreślonych przy różnym stopniu wzmożenia impulsu fotoelektrycznego

Górna krzywa o większych amplitudach uwidocznia drobniejsze szczyty rzeźby nie zaznaczone na dolnym wykresie



Rys. 8. Blokdiagram dna morskiego wykonany na podstawie profilu fotometrycznych /odpowiada obrazowi fotograficznemu z rys. 42/

Fotometryczne profile dna można wykorzystywać do celów poglądowych jeszcze inaczej. Zestawiając mianowicie pewną ilość profili poprowadzonych wzdłuż blisko siebie leżących linii równoległych można łatwo skonstruować blokadiagram przybliżonej rzeźby dna. Uzyskany w ten sposób obraz pozwala na zilustrowanie przestrzennego rozmieszczenia form podwodnych z wykorzystaniem elementu trzeciego wymiaru przeniesionym na rysunek perspektywiczny rys.8.

Z omówionych przykładów wynika, że przystosowanie mikrofotometrycznej metody pomiaru głębokości do konstruowania przybliżonych profili dna daje dobre rezultaty i pomaga w interpretacji obrazu form podwodnych. Przeprowadzone próby dowodzą, że do tego celu mogą być wykorzystane zdjęcia wykonywane kamerami rozpoznawczymi, a więc nie nadające się zasadniczo do dokładnych prac pomiarowych typu stereofotogrametrycznego. Należy także podkreślić, iż zaobserwowano przy tym, że do sporządzania przybliżonych, fotometrycznych profili dna lepiej nadają się zdjęcia o złagodzonej kontraście fototonów. Obraz ten jest wprawdzie gorzej rozpoznawalny dla oka ale krzywa fotometryczna jest łagodniejsza i bardziej zbliżona do rzeczywistego zarysu dna.

Rezultaty przedstawionych wyżej doświadczeń wykorzystano w odczytywaniu form podwodnych opisanych w następnych rozdziałach na tych odcinkach wybrzeża, dla których dysponowano odpowiednimi materiałami doświadczalnymi.

VI. TYPOLOGIA AKUMULACYJNYCH FORM PODWODNYCH I ICH STOSUNEK DO UKSZTAŁTOWANIA BRZEGU .

We wstępie i w trakcie omawiania dotychczas wykonanych prac geomorfologicznych dotyczących strefy przybrzeżnej polskiego Bałtyku wskazano na brak opracowań form podwodnych. Przypomnę tu, że prac tych nie wykonywano dotychczas ze względu na trudności związane z kartowaniem dna morskiego z powierzchni wody. Dopiero wykorzystanie zdjęć lotniczych umożliwia przeprowadzenie inwentaryzacji form podwodnych, ich sklasyfikowanie i kartograficzne przedstawienie.

W pierwszym etapie pracy wykonano inwentaryzację form podwodnych oraz form linii brzegowej. Jest to materiał podstawowy, a z punktu widzenia naukowego bardzo cenny szczególnie dlatego, że zdjęcia wykonano w krótkim czasie od godz. 7,00 do godz. 9,20. Można zatem przyjąć, że odnotowały one stan badanych form w jednakowych lub bardzo zbliżonych warunkach hydrologiczno meteorologicznych, co zapewnia dużą porównywalność obrazu poszczególnych odcinków wybrzeża. Materiał ten uznano jako wyjściowy właśnie dlatego, że jest to pełna seria zdjęć wykonana w ciągu jednego dnia. Pozostałe materiały pochodzą natomiast z różnych okresów. Dlatego wykorzystano je w dalszej części opracowania jedynie, jako materiały porównawcze przy próbach określenia zmienności i dynamiki badanych form.

W wyniku przeprowadzonej inwentaryzacji wydzielono 85 stref. Główną podstawę podziału stanowił charakter i ilość form podwodnych widocznych na zdjęciach lotniczych, a występujących w strefie płytkowodnej. Granice stref stawiano zatem w miejscach gdzie zmienił się obraz form, ich układ lub ilość. W tej ściśle inwentaryzacyjnej fazie opracowania, zmienność elementów była zasadniczym kryterium podziału. Należy zatem podkreślić, że każda strefa różni się w jakiś sposób jedynie od poprzedniej i następnej strefy. Nie oznacza to natomiast, że strefy o podobnym charakterze nie powtarzają się w innych miejscach wzdłuż wybrzeża. To ich podobieństwo pozwoliło na wydzielenie, w dalszej części opracowania, grup form podwodnych i związanie ich z formami wybrzeża.

Należy podkreślić, że począwszy od rejonu Gdyni w kierunku wschodnim przybrzeżne formy podwodne są słabo widoczne na zdjęciach lotniczych należących do analizowanej serii. Być może jest to rezultat niedostatecznej jakości samych zdjęć. Dlatego ta część materiału daje mniej informacji o rzeźbie podwodnej i trudniej na jej podstawie wysuwać szersze wnioski o dynamice osadów tego rejonu.

Z inwentaryzacji wynika, że wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku występują najczęściej strefy, w których znajdujemy trzy lub dwa wały podwodne. Ilość tych dwu odmian stref jest prawie równa. O połowę mniej jest stref z czterema wałami podwodnymi. Pozostałe układy, jeżeli uwzględnić tylko ilość wałów, występują już znacznie rzadziej. Zestawienie ilościowe tych obserwacji ilustruje poniższa tabela.

Zestawienie częstotliwości występowania wałów podwodnych w określonych układach ilościowych /Z-formy zatokowe/

Ilość wałów podwodnych	0	1	2	3	4	5	6	7	Z
Ilość stref	4	5	20	24	11	2	2	3	15

Trzeba jednak podkreślić, że największa częstotliwość występowania nie jest równoznaczna z bezwzględną wielkością poszczególnych stref. Z przeprowadzonych porównań wynika, że najdłuższe i najbardziej zwarte są strefy posiadające 5 do 7 wałów podwodnych. Ich długość waha się w granicach od 10 do 32 km. Natomiast przeciętna długość pozostałych stref wynosi od 2 do 12 km.

Zaznacza się też wyraźna strefowość występowania poszczególnych zespołów akumulacyjnych form podwodnych. Ogólnie biorąc, w zachodniej części wybrzeża przeważają strefy o mniejszej ilości wałów podwodnych to jest 2 do 4. Natomiast w części środkowej grupują się strefy o największej ilości wałów podwodnych, a we wschodniej ich ilość znowu maleje.

Zinwentaryzowanie akumulacyjnych form podwodnych oraz ich podział na strefy występowania umożliwiają przeprowadzenie jeszcze innej klasyfikacji, tym razem typologicznej. W tym przypadku uwzględniono zarówno ilość form, jak też ich morfologię oraz wzajemne ułożenie.

Na wstępie należy jednak wyraźnie podkreślić, że próba klasyfikacji pojedynczych form akumulacyjnych nie ma na celu stworzenia jedynie formalnego podziału. Chodzi tu bowiem o wyróżnienie pojedynczych form lub ich zespołów, z których każdy świadczy o określonych

procesach dynamicznych jakie działają w danej strefie. Wydaje się to także celowe z tego powodu, że formy te zostały opisane w takim zakresie po raz pierwszy przy polskim wybrzeżu i nie istniał dotychczas żaden, najprostszy ich wykaz. Wiadomo natomiast, że rozważając procesy geomorfologiczne trzeba zdawać sobie sprawę z inwentarza podstawowych form.

Z przeglądu form przybrzeżnych występujących na obszarze płytkowodnym wynika, że tworzą one zasadniczo dwie, duże grupy powstające w różnych warunkach hydrodynamicznych. Kryterium podziału stanowią w tym przypadku wyraźne różnice w formie, jak też charakterystyczne miejsce ich występowania. Zgodnie z tym wyróżniamy:

I - Przybrzeżne formy akumulacyjne otwartego morza.

II- Przybrzeżne formy akumulacyjne strefy zatokowej.

W obrębie tych grup następuje dalsze zróżnicowanie.

Grupa I

Formy przybrzeżne należące do pierwszej grupy występują wzdłuż wybrzeża stykającego się z otwartym morzem. Jest to więc cały odcinek wybrzeża od Świnoujścia do cypla Półwyspu Helskiego oraz odcinek między Gdynią a granicą polsko-radziecką. W obrębie tej drugiej części wybrzeża można dodatkowo wydzielić strefę o gorszym, mniej regularnym wykształceniu wałów podwodnych, to jest między Gdynią a ujściem Wisły pod Górkami oraz obszar o bardziej regularnych formach akumulacyjnych ciągnący się dalej na wschód.

W inwentarzu form akumulacyjnych związanych z płytką strefą otwartego morza dominują wały podwodne różnego rodzaju tworzące zespoły o różnych kombinacjach zależnych od lokalnych warunków hydrodynamicznych i ogólnego nachylenia skłonu podwodnego.

Omówię więc najpierw te podstawowe formy, a następnie ich grupowe układy stanowiące o ogólnym typie danej strefy.

Formy pierwszego rzędu

I - Wały podwodne

1. **P r o s t o l i n i j n e w a ł y p o d w o d n e** są to formy akumulacyjne, które ca całej długości danej strefy zachowują przebieg prostoliniowy lub prawie prosty, często równoległy do linii brzegowej lub pozostałych wałów podwodnych. Ten rodzaj wałów posiada kilka powszechnie występujących odmian.

a/ wały ciągłe o wyraźnym grzbiecie charakteryzują się zwartą formą z dobrze zaznaczoną linią grzbietu. Ich szerokość waha się od 30 do 150 m. /rys.9/.

b/ wały ciągłe o podwójnym grzbiecie występują rzadko i zajmują przeważnie pozycję pierwszego lub drugiego wału podwodnego. Są one nieco szersze od powszechnie występujących wałów podwodnych i odnosi się wrażenie, że powstają ze zblżenia, a następnie połączenia dwóch, wąskich form wałowych.

c/ wały ciągłe płaskie występują zazwyczaj na dalszych pozycjach to jest jako trzeci i dalsze wały podwodne. Cechuje je z reguły znaczna szerokość w granicach 150-200 m i brak wyraźnie zaznaczonej linii grzbietowej /rys.10/.

d/ wały przerywane - ich zasadniczą cechą jest nie-

ciągłość formy wyrażająca się istnieniem poprzecznych obniżeń lub przerw w wale podwodnym. Spotyka się zarówno wąskie wały przerywane o wyraźnym grzbiecie, jak też formy płaskie, poprzecinane poprzecznymi kanałami. Stopień ich rozczłonkowania jest różny. Zdarzają się mianowicie prostolinijne wały podwodne o długich odcinkach ciągłych, miejscami tylko przerywanych lub odwrotnie, składające się z licznych, krótkich odcinków wyciągniętych wzdłuż jednej linii. Bywają formy o regularnych przerwach w linii grzbietowej oraz wały składające się z odcinków o różnej długości. Pomimo znacznych niekiedy różnic w wyglądzie wałów podwodnych należących do tej grupy, nie wydaje się celowe wyprawienie w jej obrębie dalszego podziału. /rys.11/.

e/ wały łańcuchowe stanowią odmianą wałów przerywanych ale zupełnie szczególną i dlatego wydzielono je w samodzielną grupę. Forma ta składa się bowiem z łańcucha płycizn o owalnych kształtach i podobnej wielkości oddzielonych obniżeniami o niemal jednakowej szerokości. Kulminacja grzbietu w obrębie płycizn zaznacza się dość słabo ale na tyle wyraźnie, że można wytyczyć ogólny kierunek linii grzbietowej. Wały podwodne tego typu występują rzadko na naszym wybrzeżu i wydaje się, że ich ukształtowanie wiąże się z zarysem linii plaży. /rys.12/. Zagadnienie to będzie omówione w następnym rozdziale przy rozważaniu procesów dynamicznych.

2. F a l i s t e w a ł y p o d w o d n e :
ich główną cechą jest falisty zarys linii wału w rzucie poziomym. Intensywność pofalowania, wielkość poszczególnych odcinków linii krzywej oraz sam rysunek, jaki tworzy taki wał podwodny bywają różne. W związku

z tym w tej grupie form akumulacyjnych można wyróżnić, jak poprzednio kilka odmian.

a/ wały faliste nieregularne ciągłe występują dość powszechnie zarówno jako wały przybrzeżne, jak też w pozycji drugiego lub trzeciego wału podwodnego. Ciągłą się one wzdłuż brzegu krętą linią naśladując czasami zarys linii brzegowej, niekiedy zaś bez związku z jej konfiguracją poziomą. W grupie form nieregularnych największym nieuporządkowaniem linii krętych cechują się wały podwodne położone najbliżej brzegu. Mogą to być formy związane z istnieniem ostróg, jak też powstające przy nieuzbrojonych odcinkach wybrzeża. W większym od niego oddaleniu rytm fal w zarysie wału podwodnego wyrównuje się i spotyka się nawet odcinki o względnie regularnych kształtach. Należy podkreślić, że im dalej od brzegu jest położony wał podwodny tym jego kręta linia wyrównuje się coraz bardziej /rys. 13 i 14/.

b/ wały faliste nieregularne przerywane składają się z odcinków o krętych zarysach poddzielanych poprzecznymi obniżeniami. W niektórych przypadkach, przy bardziej regularnych zarysach takiego wału podwodnego przerwy w jego grzbiecie sprawiają, że ogólny zarys tej formy składa się jakby z fragmentów sinusoidy, której brak pewnych odcinków w miejscach przegłębień /rys. 15/.

Należy podkreślić, że wały podwodne wymienione w grupie "a" i "b" charakteryzują się względnie dużymi formami, Amplituda łuków czy fal wynosi tu około 50-70 m, a długość cięciwy łuku opisywanego przez grzbiet wału waha się w granicach od 100 do 300 m.

c/ wały girlandowe charakteryzują się bardzo re -

gularnymi zarysami, a przy tym są one o wiele drobniejsze niż formy opisane poprzednio w grupie wałów falistych, nieregularnych. Promień łuku wynosi tu przeważnie około 30-50 m, a długość cięciwy łuku utrzymuje się w granicach 50 m.

Girlandowe wały podwodne występują z reguły na pierwszej pozycji od brzegu przy czym należy podkreślić, że spotyka się je zarówno na odcinkach wybrzeża wyposażonego w ostrogi, jak też przy odcinkach bez tych urządzeń. W tym drugim przypadku girlandy wału podwodnego są najprawdopodobniej związane z występowaniem festonów plażowych /rys.16/. Obserwuje się, że poszczególne łuki składające się na girlandowy rysunek wału podwodnego łączą się ze sobą pod dość ostrym kątem przy występie plaży wybiegającym nieznacznie w morze. Natomiast wypukła część łuku wału jest skierowana na zewnątrz i odpowiada zatoczce uformowanej w linii plaży.

Podwodne wały girlandowe tworzące się na skutek istnienia ostróg dzielą się na trzy, bardzo charakterystyczne podgrupy:

- 1 - wały girlandowe o łukach skierowanych ku morzu
- 2 - wały girlandowe o łukach skierowanych ku plaży,
- 3 - wały girlandowe symetryczne.

Zaobserwowano na zdjęciach lotniczych, że formy pierwszej podgrupy powstają przy małych odstępach między przeszkodami, jakie stanowią ostrogi. W tym przypadku wypukła część łuku skierowana ku morzu otacza ostrogę i za wierzchołkiem tej budowli omawiany fragment wału podwodnego jest najdalej odsunięty od brzegu. W niektórych przypadkach łuk wału girlandowego jest usytuowany symetrycznie względem ostrogi, a w innych

nieco przesunięty w prawo lub w lewo. Przesunięcie to zależy od ogólnego kierunku ruchu rumowiska w danej strefie.

Drugi element girlandy, to jest końce łuku są skierowane w omawianym przypadku w stronę lądu. Ramiona sąsiadujących ze sobą form stykają się na przestrzeni między ostrogami. Jest bardzo charakterystyczne, że ów ostry kąt wału girlandowego przypada wtedy na linii największego wygięcia zatoczki plażowej /rys.17/. Jest to zatem sytuacja odwrotna niż opisana poprzednio zależność zaobserwowana na odcinku wybrzeża pozbawionym sztucznych przeszkód. Z posiadanych materiałów wynika, że wspomniany wyżej rodzaj wału girlandowego tworzy się przy odstępach między ostrogami mniejszych niż 60 m.

Wały girlandowe o łukach skierowanych ku plaży formują się przy szerokich odstępach między ostrogami. Odległości między przeszkodami wynoszą wtedy nie mniej niż 100 m. W tym przypadku łuk stanowiący ogniwo wału jest bardzo płaski, a ramiona bardziej rozwarte niż w poprzednie opisanej odmianie wału. Natomiast u wierzchołka ostrogi obserwuje się gwałtowne przegięcie linii grzbietu wału podwodnego. Nie tworzy się tu jednak kąt ostry z połączenia ramion sąsiednich podków. Zamiast niego widać krótki łuk o dużej krzywiznie omywający wierzchołek ostrogi /rys.15/.

Wały podwodne trzeciej podgrupy określone jako girlandowe symetryczne występują sporadycznie. Wydaje się, że tworzą się one w pośrednich warunkach rozmieszczenia ostróg, kiedy odstęp między przeszkodami są większe od 60 m., a mniejsze od 100 m czyli nie odpowiadają optymalnym warunkom powstawania form pierwszej i drugiej podgrupy. Obserwuje się wtedy na zdjęciach lot-

niczych dość symetryczny rysunek wału podwodnego o względnie ostrych zarysach. Figury opisane przez grzbiet wału przypominają trójkąty równoramienne z zaokrąglonymi wierzchołkami. Symetria rysunku polega na tym, że jasnym trójkątem opartym podstawą o ląd odpowiadają ciemne zwrócone podstawą ku morzu. Zatem ich wierzchołki czyli przegięcia linii girlandy przypadają z jednej strony na linię wierzchołka ostróg po stronie odmorskiej, a z drugiej strony między ostrógami, w połowie odległości między nimi po stronie odładowej. /rys.10/.

3. S c h o d k o w e w a ł y p o d w o d n e stanowią grupę form akumulacyjnych, których ze względu na specyficzny rysunek nie można zaliczyć do prostolinijnych lub falistych. Decydujący w tej ocenie jest zarys linii grzbietu wału podwodnego w rzucie poziomym. Tworzy on mianowicie dość regularny rysunek "schodków" wyciągniętych w jednym kierunku. Poszczególne odcinki takiego wału podwodnego układają się względem siebie w różny sposób. Stanowią mianowicie albo jeden, zwarty ciąg z wyraźnie zarysowanym grzbietem, albo też składają się z dość luźno związanych ze sobą fragmentów. W związku z tym można wydzielić w tej grupie form akumulacyjnych dwie, zasadnicze odmiany, które z kolei posiadają dalsze, lokalne modyfikacje.

a/ wały schodkowe ciągłe charakteryzują się przede wszystkim nieprzerwaną linią grzbietową tworzącą rysunek stopni. Na rysunek ten składają się długie odcinki proste, które stopniowo oddalają się od brzegu oraz krótkie odcinki skierowane ku brzegowi. Miejsce zmiany kierunku grzbietu wału, niekiedy nawet pod

kątem prostym, przypada we względnie regularnych odstępach. Jak już wspomniano, krótki odcinek wału podwodnego jest skierowany w stronę lądu, a od jego zakończenia rozpoczyna się nowe, dłuższe ramię następnego stopnia. /rys.16/.

b/ wały schodkowe przerywane składają się z prostych odcinków usytuowanych skośnie względem linii brzegowej lub innych wałów podwodnych. Odcinki te występują jeden za drugim. Dzięki temu ogólny zarys wału uzyskuje rysunek schodkowy ale grzbiety pojedynczych segmentów nie łączą się ze sobą. Jasna smuga linii grzbietu tworzy prostą lub lekko falistą smugę, której obraz na obydwu końcach danego odcinka rozmazuje się. Między sąsiadującymi ze sobą odcinkami występuje lekkie przegłębienie dna. Poszczególne odcinki posiadają zazwyczaj podobną długość. Ogólny zarys całej takiej formy podwodnej sprawia niekiedy wrażenie prostolinijnego wału podwodnego /rys.12/.

Wały podwodne opisane w punktach "a" i "b" reprezentują dobrze wykształcone i typowe formy akumulacyjne. Spotyka się jednak często strefy gdzie występują formy mieszane albo nietypowo wykształcone. Bywają też przypadki gdzie rysunek wału podwodnego jest bardziej skomplikowany niż w podanych przykładach, które uznano niejako za klasyczne.

II. Płyocizny akumulacyjne

Tworzą one osobną grupę form, w której można wyróżnić obszary charakteryzujące się względnie wyraźną rzeźbą dna lub obszary posiadające na zdjęciach lotniczych obraz prawie amorficzny. Pierwsze z nich występują zazwyczaj przy brzegu zastępując pierwszy wał

podwodny, a drugie są związane ze strefą zewnętrzną rozciągającą się po odmorskiej stronie wałów podwodnych.

1. P ł y c i z n y p r z y b r z e ż n e, jak powiedziano wyżej zastępują zazwyczaj pierwszy wał podwodny, a ich formy bywają różne. Są to zasadniczo strefy akumulacyjne o nieregularnie rozmieszczonych płyciznach i przegłębieniach, które przybierają najróżniejsze kształty. Niekiedy zaznacza się tu także jakaś ogólna linia kulminacyjna zastępująca grzbiet wału podwodnego. Szerokość tych płycizn waha się w granicach od 40 do 100 m. W ich obrębie występują zazwyczaj drobniejsze formy niższego rzędu, które będą omówione oddzielnie.

Ogólny obraz takiej strefy akumulacyjnej zależy, między innymi także od obecności lub braku sztucznych przeszkód przy brzegu. Bywają zatem płycizny o spokojnym rysunku albo obfitujące w formy turbulencyjne. Przykłady ilustrujące wygląd płycizn przybrzeżnych różnego rodzaju ilustrują rys. 18, 19, 20 i 21.

2. P ł y c i z n y z e w n ę t r z n e rozciągają się, jak już wspomniano na zewnątrz od strefy wałów podwodnych. Na zdjęciach lotniczych zaznaczają się one wyraźnie w postaci szarych powierzchni o fototonie jaśniejszym od sąsiadujących z nimi rynien podwodnych. Płycizny zewnętrzne nie posiadają wyraźnej rzeźby o dobrze zaznaczonych konturach form. Widać tu duże przestrzenie płaskie opadające łagodnie ku nieregularnym, lokalnym przegłębieniom. Niekiedy wypukłe i wklęsłe fragmenty dna tworzą rysunek względnie uporządkowany. Wyodrębniają się wtedy grupy lub systemy obniżen i wypukłości dna wyciągnięte w określonym

kierunku. Najczęściej jest to kierunek zbliżony do równoległego względem linii brzegowej.

Przykład nieuporządkowanego obrazu płycizn zewnętrznych przedstawiono na rys.22. Natomiast obraz względnie regularny ilustruje rys.23.

III. Grzędy poprzeczne

Formy te spotyka się rzadko, a ich podstawową cechą jest poprzeczne ułożenie względem wału podwodnego lub linii brzegu. Obserwuje się je przeważnie w obszarach o słabo rozwiniętych wałach podwodnych gdzie istnieją tylko jeden lub dwa wały. Ich obraz na zdjęciach lotniczych dowodzi, że są to formy względnie płaskie o łagodnych i czasami symetrycznych zboczach. Są one względnie szerokie, do 150 m, a natomiast długość ich jest niewielka gdyż waha się w granicach od 200 do 400 m. Występują one pojedynczo lub grupowo w dość regularnych odstępach. Łączą się one z reguły z płycizną zewnętrzną, w którą wtapiają się w miarę oddalania się od lądu.

Analizując te formy i ich stosunek do innych elementów rzeźby dna odnosi się wrażenie, że są to nie tyle twory powstające w wyniku usypania materiału piaszczystego w rodzaj wału, co przegrody pozostające między poprzecznymi rynnami, z których materiał jest erodowany przez prąd powrotny lub rozrywający. Przykład grzęd poprzecznych przedstawia rys.24.

Formy niższego rzędu

Pod pojęciem form niższego rzędu rozumiem elementy rzeźby podwodnej rozwinięte w obrębie wałów i modelujące ich zbocza, albo drobne części składowe wa-

łów podwodnych, decydujące często o ich charakterze. Oczywiście uwzględnione tutaj tylko te formy rzeźby, które widać na zdjęciach lotniczych.

1. F o r m y b r u z d o w e występują przeważnie na odmorskich zboczach dobrze rozwiniętych wałów podwodnych. Zaznaczają się one na zdjęciach lotniczych w postaci ciemnych smug skierowanych prostopadle lub lekko skośnie do linii grzbietu wału. Pod stereoskopem widać wyraźnie, że są to bruzdy rozcinające zbocza form akumulacyjnych. Bruzdy te rozszerzają się często ku dołowi albo dzielą się widlasto na kilka węższych ramion przypominających rysunek delty. Między tymi zagłębieniami pozostają małe grzbieciki zaznaczające się na zdjęciach w postaci jasnych smug. Dzięki temu ogólny rysunek tych form jest bardzo charakterystyczny. /rys.25,26,27,28/.

2. F o r m y p i e r z a s t e spotyka się zazwyczaj przy prostolinijnych odcinkach wałów podwodnych o wyraźnie zaznaczonym grzbiecie. Zbocza takiego wału są wtedy silnie postrzępione i tworzą rysunek składający się z jasnych smug odbiegających skośnie od grzbietu wału podwodnego. Obserwuje się, że wyraźniejszy rysunek pierzasty występuje po zewnętrznej stronie wałów podwodnych. Tylko w jednym przypadku napotkano te formy ułożone symetrycznie.

W formach tego typu występuje lokalne zróżnicowanie wyrażające się w rozmiarach elementów składowych. W niektórych przypadkach rysunek pierzasty powstaje z regularnego, skośnego ułożenia względnie szerokich ławic piaszczystych i wtedy cała strefa ma charakter formy pierzastej. /rys.29/. W innych przypadkach są to elementy drobne tworzące delikatny rysunek

składający się z wąskich smug. /rys.30/.

3. F o r m y t u r b u l e n c y j n e występują z reguły przy brzegu i obejmują pierwszy wał podwodny albo strefę akumulacyjną zastępującą tę formę. Ich cechą charakterystyczną, na zdjęciach lotniczych, jest rysunek składający się z krętych, ciemnych i jasnych pasm podkreślających układ wypukłych i wklęsłych form powstających pod wpływem zawirowań prądów wodnych. Formy turbulencyjne spotyka się zarówno przy przeszkodach w postaci ostróg, jak i na wybrzeżu wolnym od sztucznych konstrukcji.

W przypadku regularnego powstawania zawirowań, co może być uwarunkowane na przykład konfiguracją linii brzegowej, spotyka się zespoły form akumulacyjnych związane z drobnymi zatoczkami plażowymi. Wtedy płyiczny i zagłębienia układają się w równych odstępach tworząc wyraźną strefę akumulacyjną podobną do wału podwodnego /rys.12/.

Formy turbulencyjne towarzyszące wałom podwodnym występują zawsze po ich wewnętrznej stronie to jest między wałem a plażą. Na tej przestrzeni formują się okrągłe lub owalne zagłębienia pooddzielane drobnymi wyniosłościami akumulacyjnymi. Układają się one niekiedy w zespoły o powtarzającym się rysunku. Ciemne i jasne smugi obrazu fotograficznego są często wyciągnięte w jedną stronę co świadczy o kierunku ruchu rumowiska.

Wśród form turbulencyjnych charakterystyczne są kształty kos lub haków odchylające się zgodnie z kierunkiem prądu przybrzeżnego. Przykłady tych zjawisk przedstawiono na rys. 31, 13, 9, 32.

Grupa II

Formy akumulacyjne zaliczone do drugiej grupy i określone na wstępie jako formy akumulacyjne strefy zatokowej występują na obszarze płytkowodnym zasłoniętym przed silnymi wiatrami i falowaniem. Są one zatem rozmieszczone wzdłuż południowego brzegu Półwyspu Helskiego oraz w Zatoce Puckiej. Jak się wydaje, jest to także strefa pozbawiona silnych prądów przybrzeżnych.

W związku z tym, kształtowanie się piaszczystych form przybrzeżnych przebiega tu inaczej niż przy wybrzeżu otwartym i inne są także ich zarysy i rozmiary. Ogólnie można stwierdzić, że w strefie zatokowej dominują rozległe płycizny o charakterystycznie urzeźbionej powierzchni oraz stanowiące ich przeciwieństwo wąskie "półki" akumulacyjne. Należy także podkreślić, że akumulacyjne formy strefy zatokowej stanowią raczej zespoły elementów, które decydują o typie wyróżnianej jednostki. Występuje tu także dużo form o niezdecydowanych zarysach co utrudnia ich jednoznaczną klasyfikację. Dlatego w tym przypadku w opisie klasyfikacyjnym wyróżniono całe charakterystyczne zespoły bez podziału na formy pierwszego i niższych rzędów.

I. Płycizny akumulacyjne

1. P ł y c i z n y a m o r f i c z n e są to ławice piaszczyste ciągnące się od brzegu morza na odległości do kilkuset metrów. Ich powierzchnia obniża się łagodnie od brzegu ku morzu albo opada słabo zaznaczonymi stopniami. W ich obrębie nie zaznacza się żadne, charakterystyczne urzeźbienie dna i stąd zastosowano na ich określenie nazwę "amorficzne". Płycizny tego rodzaju występują na polskim wybrzeżu rzadko i spotyka się

je zaledwie w kilku przypadkach /rys. 33/.

2. P ł y c i z n y t r ó j k ą t n o - t r ó j -
 ł a w i o o w e są to formy bardzo rozległe gdyż sięga-
 ją w głąb morza na odległość ponad 1 km. Charakteryzują
 się wyraźnym, trójkątnym zarysem ławie piaszczystych .
 Rysunek ten powstał z nałożenia się na siebie trzech
 systemów ławie lub szerokich wałów podwodnych.

W obrębie pływiczn trójławicowych spotykamy odmianę
 o grubym rysunku pierzastym. Występuje on w miejscach
 gdzie ławice piaszczyste są oddzielone wyraźnymi prze-
 głębieniami. Na ich krawędzie urywają się poprzecznie
 usytuowane systemy wałów podwodnych, które tworzą właś-
 nie rysunek podobny do pióropuszy. /rys.34/. Dalszą od -
 mianę tego typu akumulacji stanowi pływiczna o zarysie
 trójkąta z niewyraźnymi i nieregularnymi wałami piasz -
 czystymi na jej powierzchni, które w ogólnym zarysie
 tworzą rysunek dwóch systemów ławie wzajemnie prostopa-
 dłych.

3. P ł y c i z n y w a c h l a r z o w e posia-
 dają zarys stożka lub wachlarza, a także zaznaczający
 się na ich powierzchni rysunek przypominający stożki na-
 pływowe. Zatem zarówno cała forma, jak i sposób osadza-
 nia materiału wyrażony we wspomnianym rysunku powierz -
 chni pozwalają przypuszczać, że jej tworzenie odbywa
 się w sposób podobny, jak to ma miejsce przy powstawa-
 niu stożków akumulacyjnych. Szczególnie charakterysty-
 czny jest w tym przypadku rysunek wachlarza utworzony
 przez bruzdy spływowe na powierzchni ławicy piaszczys -
 tej. /rys.35/.

4. P ł y c i z n y g r u b o g i r l a n d o w e
 lub p o d u s z k o w e stanowią obszar o kilku -
 setmetrowej szerokości uformowany z ławie piaszczystych

ułożonych w formie grubych girland zachodzących wzajemnie na siebie. Niekiedy są to jakby szerokie, a krótkie wały podwodne o zarysie girlandowym. Cała ławica przybiera natomiast postać "poduszkową". Charakterystyczny przykład form podwodnych tego rodzaju przedstawia rys.36/.

5. P ł y c i z n y w a ł o w o-ł a w i c o w e stanowią formy akumulacji piaszczystej o szerokości od 500 do 800 m urywające się ostro nad głębszą częścią akwenu. Powierzchnia takiej płycizny jest uformowana z dwóch serii drobniejszych form akumulacyjnych. Większe z nich to ławice usytuowane poprzecznie do brzegu. Formy drobniejsze to fale piaszczyste ułożone równoległe do brzegu lub zewnętrznej krawędzie płycizny i jednocześnie poprzecznie do poprzednio wspomnianych ławic.

Zarówno istnienie serii fal piaszczystych, jak też równa linia zewnętrzna płycizny sprawiają, że jest to forma przejściowa między płyciznami akumulacyjnymi, a półkami piaszczystymi.

II. Półki piaszczyste

Formy określone jako półki piaszczyste stanowią wąskie strefy akumulacji ciągnące się wzdłuż brzegu pasem szerokości od 100 do 300 m. przy czym ta maksymalna szerokość występuje na bardzo krótkim odcinku wybrzeża. Posiadają one wyraźną, zewnętrzną krawędź urywającą się nad głębszą częścią akwenu. Ich wspólną, charakterystyczną cechą są fale piaszczyste występujące na powierzchni półek. Niekiedy przechodzą one w małe wały piaszczyste. W związku z tym wyróżniono kilka typów półek piaszczystych.

1. P ó ł k i d r o b n o f a l o w e mają przeważnie szerokość około 100-150 m, a ich powierzchnia

jest urzeźbiona w drobne fale piaszczyste wzajemnie równoległe i ułożone także równoległe do linii brzegowej. Szerokość pojedynczych fal piaszczystych wynosi około 10 m, a ilość dochodzi do 13-15, /rys.37/.

2. P ó ł k i g r u b o f a l o w e są szersze od poprzednio opisanych i ciągną się wzdłuż brzegu do 300 m. szerokości. Fale piaszczyste występujące na ich powierzchni upodobniają się już raczej do małych wałów podwodnych gdyż osiągają szerokość do 40 m. W pojedynczych przypadkach są one nawet szersze. Obserwuje się to zjawisko w strefie przejściowej sąsiadującej z innym zespołem form akumulacji podwodnej. Ilość grubych fal lub wałów piaszczystych na powierzchni półki wynosi około 5. Dodatkową cechą różniącą ten typ form od poprzednio opisanych jest fakt, że zewnętrzny stok ostatniego wału podwodnego przechodzi wyraźnie w płaszczyzną dna /rys.38/.

3. P ó ł k i b e z f a l o w e stanowią wyraźny, wąski pas akumulacyjny przy brzegu podobnie, jak poprzednio opisane ale ich powierzchnia jest pozbawiona fal lub wałów piaszczystych. Tak samo zewnętrzna krawędź tych form biegnie linią falistą co sprawia, że szerokość półki jest zmienna.

W opisywanym przypadku rzeźba powierzchni akumulacyjnej składa się z ławic piaszczystych o wydłużonym kształcie przypominającym kosy oraz małych, nieregularnych i porozrywanych fragmentów drobnych fal piaszczystych /rys.39/.

III. Delty

Wśród form akumulacyjnych strefy zatokowej spotykamy jeden przykład małej delty uformowanej przy ujściu Redy. Występuje tu utworzony przez rzekę półwysep i

towarzyszący mu pod wodą pas osadów piaszczysto mułowych szerokości do 200 m. W obrębie osadów podwodnych widać także przedłużenie ramion delty. Jest to zatem typowy obszar akumulacji deltowej /rys.40/.

X

Analizując z kolei grupowe rozmieszczenie zespołów akumulacyjnych form podwodnych różnych typów można przedstawić próbę wydzielenia stref opartych na poprzednio dokonanej klasyfikacji. W tym przypadku decyduje podobieństwo typów, które mogą się powtarzać w różnych miejscach wybrzeża. Będzie to zatem typologiczny podział na strefy akumulacyjne, w odróżnieniu od poprzednio przedstawionego podziału inwentaryzacyjnego. Przeprowadzając podział typologiczny dokonuje jednocześnie uogólnień, a jednym z kryteriów klasyfikacji jest ogólny charakter form rzeźby podwodnej. Należy bowiem podkreślić, iż wśród wydzielonych poprzednio 85 stref nie ma dwu identycznych. Chcąc zatem dokonać ogólniejszej klasyfikacji całych zespołów trzeba pomijać drobne cechy o znaczeniu lokalnym, a wyeksponować zasadnicze rysy rzeźby decydujące o wspomnianym już, ogólnym charakterze całego zespołu. Takie podejście ułatwi z kolei rozpatrywanie zagadnień dynamiki akumulacyjnych form podwodnych na poszczególnych odcinkach wybrzeża.

Grupując uzyskane dotychczas materiały według tych kryteriów wydzielono 20 typów stref lub zespołów akumulacyjnych. W podziale tym wyróżniono następujące grupy.

I - Zespoły wielowałowe, dobrze rozwinięte o formach prostych.

Charakteryzują się one istnieniem dużej ilości wałów podwodnych /5 do 6/ przeważnie prostolinijnych lub

lekko falistych. Wały te są wyraźne, dobrze widoczne, dobrze rozwinięte i zwarte. Na niektórych odcinkach wał przybrzeżny występuje w formie szerszej strefy z drobnymi formami turbulencyjnymi. Są to jednak przypadki sporadyczne.

Występujące w tej grupie wały podwodne posiadają także niekiedy rysunek pierzasty lub są pocięte wyraźnymi bruzdami spływowymi.

Omawiana grupa form akumulacyjnych zajmuje bardzo duży obszar strefy przybrzeżnej.

II - Kilkuwałowe systemy proste z równą płycizną zewnętrzną.

Ta grupa form akumulacyjnych składa się przeważnie z trzech lub czterech, a sporadycznie nawet pięciu wałów podwodnych, zazwyczaj prostolinijnych i dobrze rozwiniętych. Wały te posiadają zmienną szerokość na różnych odcinkach. W strefie przybrzeżnej nie obserwuje się większych form turbulencyjnych.

Płycizna zewnętrzna widoczna na zdjęciach lotniczych i występująca po odmorskiej stronie wałów podwodnych odznacza się wyrównaną powierzchnią z bardzo rzadko występującymi, pojedynczymi zagłębieniami.

Omawiany zespół form dna różni się od poprzedniej grupy jedynie nieco mniejszą ilością wałów podwodnych. Poza tym ogólny charakter obydwu typów jest bardzo podobny.

III - Dwu lub trzywałowe systemy proste z równą płycizną zewnętrzną

Formy akumulacyjne III grupy są zasadniczo podobne do występujących w dwu, poprzednio omówionych zespołach. Zasadnicza różnica polega na małej ilości wałów podwodnych. Są one także przeważnie prostolinijne i wąskie. Na

niektórych odcinkach pierwszy wał podwodny przybiera postać szerszej strefy akumulacyjnej bez wyraźnego grzbietu. Na powierzchni płycizny zewnętrznej, jak i poprzednio nie zaznaczają się wyraźne obniżenia lub wyniosłości dna.

IV - Dwu lub trzywałowe systemy proste z turbulencyjną strefą przybrzeżną i urzeźbioną płycizną zewnętrzną

W omawianym przypadku, jak poprzednio spotykamy dobrze rozwinięte i zasadniczo proste wały podwodne. Spordycznie mają one przebieg falisty. Natomiast istotna różnica polega na zmianie form pierwszego wału podwodnego lub strefy akumulacyjnej zastępującej ten wał. Obserwuje się tu mianowicie przy brzegu na przemian odcinki wyrównanej akumulacji lub szeroki, płytki pas piaszczysty z licznymi formami turbulencyjnymi w postaci spiralnych zawirowań, haków i kos. W niektórych przypadkach także zbocza dalszych wałów podwodnych są silnie pobrużdżone.

Drugą, charakterystyczną cechą tej grupy form jest urzeźbienie płycizny zewnętrznej widocznej na zdjęciach lotniczych. Na jej powierzchni występują liczne przegłębienia lub bruzdy zarówno nieregularne, jak też o zarysach zbliżonych do rynien podwodnych. Szczegółowo omówiono je w poprzednich rozdziałach.

V - Dwu lub trzywałowe systemy proste z girlandowe turbulencyjną strefą przybrzeżną i urzeźbioną płycizną zewnętrzną

Ta grupa form jest w wielu przypadkach bardzo zbliżona do grupy IV i można w zasadzie uznać, że stanowi jedynie jej modyfikację. Występują tu bowiem przeważnie 2 lub 3 wały podwodne o względnie prostym zarysie

oraz intensywnie urzeźbiona płycizna zewnętrzna. Istnieje też szeroka, przybrzeżna strefa form turbulencyjnych. Natomiast najistotniejszą jej cechą, różniącą jednocześnie jej obraz od form opisanych poprzednio jest girlandowy rysunek form turbulencyjnych, a także często obserwowana rytmiczność tych zjawisk. Wiąże się to z istnieniem ostróg przybrzeżnych. Ten fakt sprawia, że strefa akumulacji przybrzeżnej jest tu zazwyczaj szeroka.

VI - Zespoły girlandowe turbulencyjne i faliste

Formy akumulacji piaszczystej zaliczane do tej grupy tworzą zespoły składające się z 2 lub 3 wałów podwodnych o zarysach falistych. Zazwyczaj pierwszy wał podwodny posiada zarys girlandowy, przy czym jest rzeczą charakterystyczną, że forma wału występuje przy wybrzeżu nieuzbrojonym w urządzenia ochronne. W innych przypadkach miejsce pierwszego wału podwodnego zajmuje dość szeroki pas akumulacyjny uformowany z drobnych ławic piaszczystych zachodzących na siebie i tworzących rysunek podobny do ogniw łańcucha.

Po odmorskiej stronie wałów podwodnych zaznacza się w omawianym zespole form szeroka płycizna zewnętrzna bez wyraźnej rzeźby lub posiadająca słabo zaznaczone smugi nieregularnych rynien podwodnych, wyciągnięte równoległe do wałów podwodnych.

VII - Kilkuwałowe systemy proste i faliste o niewyraźnych zarysach ze strefami turbulencyjnymi

W omawianych tu zespołach form akumulacyjnych przeważają wały podwodne o niewyraźnych zarysach przechodzące wzajemnie jeden w drugi lub pozbawione wyraźnie uformowanego grzbietu. Jednocześnie są to formy szerokie i występują przeważnie na dalszych pozycjach

w stosunku do brzegu. Wały podwodne leżące bliżej brzegu, a więc pierwszy i drugi są przeważnie lepiej uformowane i zazwyczaj faliste. Na niektórych odcinkach występuje też szeroka strefa akumulacji przybrzeżnej z formami turbulencyjnymi.

VIII - Dwu lub trzywałowe słabo rozwinięte systemy faliste z szeroką strefą przybrzeżną

Podstawową, charakterystyczną cechą wałów podwodnych zaliczanych do tej grupy jest ich falisty i przy tym nieregularny kształt oraz na ogół niska forma. Na zdjęciach lotniczych widać wyraźnie jedynie wąski grzbiet wału. Lepiej zaznacza się strefa akumulacji przybrzeżnej zastępująca w tym przypadku pierwszy wał podwodny. Obfituje ona w formy turbulencyjne występujące często rytmicznie. Interesujące jest także spostrzeżenie, że wały podwodne znajdujące się w strefach zaliczonych do omawianej grupy występują zazwyczaj blisko brzegu zajmując względnie wąski pas strefy przybrzeżnej.

IX - Zespół zbieżnych wałów podwodnych

Strefa ta jest jedyna w swoim rodzaju na całym, polskim wybrzeżu Bałtyku. Jak już wspomniano w rozdziale inwentaryzacyjnym jest to obszar występowania dobrze wykształconych wałów prostolinijnych, które ku wschodowi zbliżają się do siebie i następnie łączą pod bardzo małym kątem. W rezultacie, na wschodnim krańcu strefy pozostaje jeden, szeroki wał podwodny łączący się z brzegiem za pośrednictwem szerokiej płycizny z serią fal piaszczystych na jej powierzchni.

X - Zespoły stref ujściowych małych rzek

Są to bardzo charakterystyczne zespoły form akumulacyjnych otwartego morza związane z normalnymi systemami wałów podwodnych przemodelowanych u ujścia rzek wpa-

dających do morza. W rejonie ujścia małej rzeki wały podwodne poszerzają się, a rynny między nimi ulegają spłyceniu. Wały podwodne odchylają się też zazwyczaj od linii normalnego przebiegu i wyginają się w kierunku morza. Często też na przedłużeniu nurtu rzeki podwodne formy akumulacyjne są przzerwane. Cały zespół form tworzy w tych strefach rysunek wachlarzowy. Formy tego typu występują u ujścia sześciu rzek średniej wielkości w różnych punktach wybrzeża, przeważnie w jego zachodniej i środkowej części.

XI - Zespół akumulacyjny ujścia Wisły

U ujścia Wisły, a ściślej przy Przekopie Wisły występuje odrębny zespół form akumulacyjnych związanych z zazębaniem się działalności morza i dużej rzeki. Jest to jedyna strefa gdzie notuje się występowanie efemerycznych form nadwodnych w postaci małych wysepek piaszczystych i kos opierających się jednym końcem o brzeg lub falochron. Pod wodą towarzyszą im melizny o chaotycznym układzie.

XII - Zespoły form poprzecznych i chaotycznej akumulacji przybrzeżnej

Jest to grupa form dość zróżnicowana pod względem morfologicznym. Jej podstawową cechą jest wyraźna akumulacja piaszczysta przy brzegu w pasie o różnej szerokości. W jednych przypadkach bywa to porozrywany ale wyraźny wał podwodny, w innych pas piaszczysty zastępujący pierwszy wał podwodny lub wreszcie zespół bliżej nieokreślonych form akumulacyjnych o niewyraźnym rysunku.

Drugą, istotną cechą tych stref jest istnienie obniżen i form wypukłych poza pierwszym wałem podwodnym lub strefą piaszczystą, które są skierowane po

przecznie do linii brzegowej. Występują one zarówno chaotycznie, jak też w regularnych odstępach.

Jak już powiedziano w poprzednich rozdziałach, zespoły tych form wiążą się prawdopodobnie ze strefami działania prądów rozrywających i występują przeważnie w miejscach wyraźnego załamania linii brzegowej. Omawiane formy spotyka się w kilku punktach, na krótkich odcinkach wybrzeża.

XIII - Strefy nikłej akumulacji przybrzeżnej z płycizną zewnętrzną

Strefy te charakteryzują się brakiem wyraźnych form akumulacyjnych w postaci wałów podwodnych. Jedynie przy odcinkach wybrzeży uzbrojonych w ostrogi obserwuje się pas przybrzeżnej akumulacji piaszczystej. Poza tym występują tam tylko nieregularne smugi piaszczyste i spłycaenia o różnych zarysach ciągnące się w głąb morza. Natomiast na dnie, na obszarze widocznej na zdjęciach płycizny zewnętrznej zaznaczają się długie, drobne bruzdy i wypukłości skierowane poprzecznie do linii brzegowej. Należy zaznaczyć, że pojęcie płycizny zewnętrznej przeniesiono tu ze stref, w których występują wały podwodne, a których brak w omawianym przypadku.

XIV - Półki akumulacyjne grubofaliste

Zespoły te stanowią typ przejściowy między wałami piaszczystymi, a drobniejszymi formami nazywanymi falami piaszczystymi. Składają się one z kilku /do 5/, bardzo blisko siebie położonych form prostolinijnych, z których bliższe brzegu są mniejsze i można je zaliczyć do fal piaszczystych. Natomiast dalsze i jednocześnie większe można uznać za wały podwodne. Ogólna powierzchnia tego zespołu form obniża się łagodnie na zewnątrz, a stok odmorski ostatniego wału podwodnego

przechodzi łagodnie w płaskie i płytkie dno zatoki.

XV - Półki akumulacyjne drobnofaliste

Ten typ akumulacji charakteryzuje się istnieniem półki piaszczystej ciągnącej się równym pasem wzdłuż brzegu i urzeźbionej w kilka rzędów drobnych fal piaszczystych. Półka ta opada stromą krawędzią ku głębszej części akwenu. Modyfikację tego zespołu stanowi podobna forma o zmiennej szerokości i miejscami pozbawiona fal piaszczystych.

XVI - Ławice-półki drobnofaliste i wałowe

Jest to zespół form posiadający cechy kilku, poprzednio omówionych typów akumulacyjnych. Zasadniczym elementem morfologicznym jest tu szeroka ławica piaszczysta, płycizna ciągnąca się od brzegu w głąb morza. Jej zewnętrzna krawędź urywa się dość stromym zboczem nad głębszą częścią zatoki. W tym względzie przypomina ona półkę akumulacyjną. Poza tym jednak jest kilkakrotnie szersza. Tak samo zewnętrzna krawędź nie jest już tak równa, jak w przypadku wąskich półek akumulacyjnych i jej zarys zależy od form występujących na powierzchni ławicy. Spotykamy tu bowiem zarówno zespoły składające się z kilkunastu równoległe ułożonych fal piaszczystych, jak też zespoły grubogirlandowe dające rysunek, który określono poprzednio, jako poduszkowy.

Tak urzeźbione strefy akumulacji piaszczystej występują w dwóch miejscach przy południowym brzegu półw. helskiego.

XVII - Ławice szerokie, trójsystemowe

Omawiany tu zespół form akumulacyjnych występuje w kilku grupach reprezentujących różne stadia rozwoju. Podstawową ich cechą jest istnienie szerokiej i płyt-

kiej ławicy piaszczystej urzeźbionej trzema systemami drobnych ławic, grzbietów lub fal piaszczystych. Wszystkie trzy systemy występują jednocześnie, a ponieważ przebiegają w różnych kierunkach, z ich przecięcia powstają trójkątne formy różnych rozmiarów. Szczegóły tego typu rzeźby omówione już wyżej.

Zespoły ławic trójsystemowych zajmują znaczne przestrzenie wzdłuż południowego brzegu półw. helskiego.

XVIII - ławice stożkowe

Ten typ form występuje rzadko. W wyraźnych zarysach spotykamy go tylko w jednym miejscu. Ławica piaszczysta jest uformowana w tym przypadku w kształcie wachlarza rozszerzającego się od brzegu ku morzu. Natomiast powierzchnia płycizny posiada liczne, drobne bruzdy przypominające strugi spływowe na stożku napływowym. W krawędziowej części płycizny strugi te rozszerzają się i pogłębiają przechodząc w bruzdy, które podkreślają jeszcze wachlarzowy zarys całej formy.

XIX - Ławice amorficzne

Zajmują względnie małe powierzchnie u wybrzeży półw. helskiego i są rozrzucone pomiędzy poprzednio omówionymi zespołami form akumulacyjnych. Ławice amorficzne stanowią płycizny piaszczyste, na których nie rozwinęły się żadne, charakterystyczne formy rzeźby i powierzchnia ich pozostaje płaska lub lekko falista. Nierówności te są przy tym nieregularne i rozmieszczone chaotycznie. Zewnętrzna krawędź tych form bywa wyrażona dwojako. W jednych przypadkach urywa się wyraźnie nad głębszą częścią akwenu, w innych natomiast obniża się łagodnie i przechodzi stopniowo w niższe partie dna.

XX - Delta

Jest specyficzną i pojedynczą formą występującą

Jedynie u ujścia Redy oraz sąsiadującego z nią od południa potoku. Zespół ten składa się z części nadwodnej półwyspu utworzonego w wyniku akumulacyjnej działalności rzeki oraz pasa osadów przybrzeżnych powstałych w zasadzie zarys półwyspu. Na powierzchni osadów podwodnych widać przedłużenie charakterystycznych ramion delty.

X

Kolejność, w jakiej scharakteryzowano wymienione wyżej zespoły form akumulacyjnych wynika z podobieństwa ich podstawowych cech lub terytorialnego rozmieszczenia.

Na pierwszy rzut oka widać, że pozostaje aktualny podział zastosowany przy inwentaryzacji na formy otwartego morza i strefy zatokowej. Można także stwierdzić wzajemne związki i przejścia między grupami form akumulacyjnych.

1. Tak więc najbardziej wyróżnia się duża grupa zespołów wałowych o dobrze wykształconych formach akumulacyjnych. Są to zarówno formy prostolinijne, jak i faliste. Z ich rozmieszczenia wynika, że występują one obok siebie na długich odcinkach wybrzeża i wzajemnie się zastępują lub uzupełniają. Wydaje się, że zasadnicza różnica między nimi polegająca na różnej ilości wałów podwodnych wynika, w dużej mierze z nachylenia stoku podwodnego, a także związanej z tym faktem ilości materiału piaszczystego pozostającego w zasięgu oddziaływania falowania.

Dobre wykształcenie wałów podwodnych, ich wyraźne zarysy i zdecydowane kształty mogą też świadczyć o względnie stałych, a także jednokierunkowych działających siłach modelujących rzeźbę dna. Do tej grupy form

należą zespoły od I do VI.

2. Następną grupą skupiającą zespoły VII i VIII charakteryzuje się gorszym wykształceniem form akumulacyjnych chociaż ilość ich pozostaje podobna, jak poprzednio. Stwierdza się przy tym dwie odmiany, a mianowicie słabe wykształcenie form przy względnie dużej ilości materiału piaszczystego /zespół VII/ i słabo rozwinięte systemy wałów podwodnych przy, jak się wydaje małej dostawie piasku /zespół VIII/. Te obserwacje skłaniają do przypuszczeń, że na odcinkach gdzie występują te typy akumulacji zmienia się rozkład i sposób działania prądów przybrzeżnych.

3. Z kolei inny system form zależny, jak się wydaje jedynie od specyficznego kierunku prądów przybrzeżnych reprezentuje strefa zbieżnych wałów podwodnych /IX/. Na niej kończą się zasadnicze zespoły, których charakterystyczną cechą są duże wały podwodne formowane przez falowanie i prądy wzdłużbrzegowe działające przy otwartym wybrzeżu.

4. Dalsza grupa skupia zespoły X i XI gdzie spotyka się formy polegające na modyfikacji wałów podwodnych przez dodatkowy czynnik, jakim jest ujście rzeki. Konsekwencje geomorfologiczne zetknięcia się tych dwu systemów hydrologicznych zaznaczają się, jak widać z przytoczonych wyżej opisów, w różny sposób zależny między innymi od wielkości i siły rzeki uchodzącej do morza.

5. Wreszcie przechodzimy do zespołów gdzie wały podwodne odgrywają znikomą rolę w obronie morfologicznej strefy lub brak ich zupełnie. Dominują tu natomiast formy erozyjne lub akumulacyjne usytuowane poprzecznie do brzegu i świadczące o istnieniu takiegoż

systemu lokalnych prądów wodnych /XII i XIII/.

Pozostałe, wyróżnione zespoły form akumulacyjnych leżą w strefie zatokowej i stanowią specyficzną grupę osadów kształtujących się w warunkach spokojnego basenu. Jednak i tutaj także widać konsekwentne przejścia między poszczególnymi systemami świadczące o stopniowej zmianie warunków morfologicznych w określonym kierunku wybrzeża.

6. Pierwsza grupa strefy zatokowej posiada formy przejściowe zbliżone do wałów podwodnych, zmieniające się następnie w drobniejsze fale piaszczyste. Zmiana ta postępuje od najbardziej otwartych rejonów zatoki do obszarów zasłoniętych przed silnym falowaniem. Są to zespoły XIV i XV.

7. Druga, duża grupa form zachowuje jeszcze częściowo obraz fal lub grzęd piaszczystych ale dominują w jej obrębie formy grube, ławicowe. Są to zespoły od XVI do XIX występujące zasadniczo wzdłuż południowego wybrzeża płw. helskiego, a więc po jego zawiętrznej stronie.

8. Ostatnia, odrębna forma akumulacyjna, jaką jest delta Redy świadczy o najspokojniejszym zakątku owianego akwenu. Delta ta leży bowiem w dodatkowej, małej zatoczce gdzie istnieją warunki do osadzania drobnoziarnistych наносów rzecznych.

Dzięki takiemu uszeregowaniu zespołów akumulacyjnych powstała dalsza generalizacja, w wyniku której opisane zespoły połączone w 8 większych grup morfologicznych. Zatem w wyniku dokonanej klasyfikacji powstał trójstopniowy podział akumulacyjnych form podwodnych od szczegółowego, inwentaryzacyjnego do najbardziej uogólnionego. Każdy z nich jest przydatny

przy analizie innych zależności i związków i dostosowywany do rozpatrywania zagadnień w różnej skali.

x

Kolejny problem wynikający z przeprowadzonej wyżej typologii akumulacyjnych form podwodnych i podziału na strefy polega na związaniu ich z ukształtowaniem wybrzeża. Należy bowiem wyjaśnić czy i w jakim stopniu kształtowanie się podwodnej rzeźby przybrzeżnej zależy od konfiguracji samego brzegu.

Przed przedstawieniem tego zagadnienia należy zatem krótko omówić zasadnicze typy polskiego wybrzeża Bałtyku. Jak dotychczas, brak nowej, syntetycznej pracy na ten temat. Wydaje się jednak, że pozostają w tej mierze aktualne podziały proponowane przez S. Pawłowskiego /70/ dla przedwojennego odcinka polskiego wybrzeża oraz klasyfikacja przeprowadzona przez W. Hartnacka /33/ w 1926 r. dla odcinka wybrzeża między Rozewiem a Międzyzdrojami. Z nowych opracowań należy wspomnieć prace A. Mielczarskiego i Z. Szopowskiego poruszające niektóre zagadnienia klasyfikacyjne.

Jak wynika z tych prac, podstawowym kryterium stosowanym przy geomorfologicznej klasyfikacji brzegu jest jego profil poprzeczny. Z. Szopowski wyróżnia za S. Pawłowskim trzy, zasadnicze typy polskiego brzegu morskiego:

- a/ brzeg płaski, niski niewydumowy
- b/ brzeg wydumowy
- c/ brzeg klifowy.

Z punktu widzenia budowy geologicznej są to różne utwory akumulacji lodowcowej, wodnolodowcowej, rzecznej i eolicznej. W naszych rozważaniach jest ważniej-

sza raczej litologia tych osadów z podziałem na utwo-
ry luźne, jak piaski i względnie zwięzłe, jak iły i
gliny. Z tej ostatniej grupy osadów są, jak wiadomo
zbudowane zazwyczaj brzegi klifowe.

Uwzględniając zatem zarówno budowę geologiczną,
jak i morfologię terenu można stwierdzić, że na pol-
skim wybrzeżu Bałtyku spotykamy dwa przeciwstawne ro-
dzaje brzegów: 1/ brzegi płaskie lub wydmore zbudowa-
ne z luźnych osadów i 2 /brzegi klifowe zbudowane z
osadów względnie zwięzłych.

Wydzielono następujące odcinki wybrzeża klifowe -
go:

1. Międzyzdroje - Świętoustkie
2. Trzęsacz - Niechorze Małe
3. W rejonie Sarbinowa
4. Jastrzębia Góra - Cetniewo
5. Swarzewo - Gnieźdźewo
6. Puck - Osłonino
7. Mechelinki - Oksywie
8. Gdynia /Kamienna Góra/ - Orłowo
9. Orłowo - Kamienny Potok.

Z analizy rozmieszczenia stref akumulacyjnych
względem klifowych odcinków wybrzeża - wynika ogólne
stwierdzenie, że obraz akumulacyjnych form podwodnych
nie zależy od typu wybrzeża.

Obserwuje się bowiem, że wzdłuż jednego odcinka
klifowego występuje kilka stref różnych typów form
podwodnych. Tak samo początek lub koniec danej strefy
nie pokrywa się z granicami klifu. Przeanalizujemy je-
szcze niektóre przykłady.

Wzdłuż odcinka wybrzeża klifowego od Międzyzdro-
jów do Świętoustkia występują cztery strefy form a -

kumulacyjnych należące do trzech zespołów. Sąsiadują ze sobą przy tym także zespoły, jak XII i VI, to jest zespoły form poprzecznych i chaotycznej akumulacji przybrzeżnej oraz zespoły wałowo girlandowe i faliste, które przechodzą następnie w strefę o prostych wałach podwodnych. Te ostatnie formy ciągną się jeszcze o kilka kilometrów dalej na wschód poza rejon klifu.

Przy wybrzeżu klifowym między Trzęsaczem a Niechorzem zmiana stref akumulacji przybrzeżnej przypada prawie zgodnie z granicą odcinka klifowego. Ale i w tym przypadku mieszczą się tu aż trzy strefy należące do trzech, różnych zespołów form, przyczyn tak odmiennych jak XII i III.

Podobne zjawisko występuje przy trzecim, odcinku wybrzeża klifowego w rejonie Sarbinowa. Także na wybrzeżu wschodnim, w Zat. Puckiej powtarza się ten schemat.

Istnieją ponadto jeszcze krótkie odcinki wybrzeży klifowych, które leżą w granicach jednej, dłuższej od nich strefy form akumulacji przybrzeżnej. Spotykamy je na przykład na odcinku Swarzewo - Gnieźdźewo. W obydwu przypadkach istnienie klifu nie zmienia ogólnego charakteru form podwodnych i są one podobne lub identyczne zarówno przed klifem, jak i przed sąsiadującym z nim niskim wybrzeżem. Obserwuje się jedynie drobne zmiany form akumulacyjnych niższego rzędu występujących bezpośrednio przy brzegu.

Wspomniany wyżej brak zależności między profilem poprzecznym brzegu, a charakteru form podwodnych wynika zapewne z faktu względnej jednorodności morfologicznej i geologicznej naszego wybrzeża. Jest to bowiem, jak powszechnie wiadomo, zespół form i osadów polodowcowych, które w wyniku powstania Bałtyku stały się

brzegiem morskim. Zasadniczo więc jest to materiał łatwo poddający się procesom rozmywania, aczkolwiek oczywiście istnieją różnice w odporności między piaszczystym, a gliną zwałową. Wydaje się jednak, że nie są one najistotniejsze w procesie formowania morfologii brzegu.

Z przytoczonych materiałów aerofotograficznych oraz map barymetrycznych wynika, że względna jednorodność wybrzeża jest podkreślona i uwarunkowana przez skłon podwodny. Stanowi on bowiem podstawę dla form nadwodnych. Nad tą podstawą, wyrównywaną zresztą w całym okresie geologicznym istnienia morza wznoszą się jedynie pagórki morenowe lub inne wyniosłości z okresu plejstoceniowego stanowiące dzisiejsze klify. Tym stromym brzegom nie odpowiadają natomiast glebie u ich stóp gdyż brak tam pierwotnych, dużych form wklęsłych, jak w przypadku wybrzeży skalistych, wypiętrzonych wzdłuż dyslokacji geologicznych.

W dużym uproszczeniu można przyjąć, że obecny skłon podwodny występujący w rejonie klifu morenowego stanowi poprostu powierzchnię zbliżoną do dawnej podstawy pagórka morenowego i nawiązuje do sąsiednich odcinków towarzyszących wybrzeżom płaskim czyli, na przykład dawnej morenie dennej lub stożkom fluwioglacjalnym.

W tym stanie rzeczy staje się jasny brak wyraźnego związku między typem brzegu, a rodzajem akumulacyjnych form podwodnych na naszym wybrzeżu. Zależą one bowiem w większej mierze od nachylenia skłonu podwodnego i ilości materiału piaszczystego.

Poszukując innych przyczyn zmienności zespołów form podwodnych należy zwrócić uwagę na poziome u -

kształtowanie linii brzegowej.

Przeprowadzając rejonizację wybrzeża Bałtyku między Rozewiem a Świnoujściem, A. Mielczarski wydzielił 15 wyraźnych załamania linii brzegowej. Rozciągając te obserwacje dalej na wschód stwierdzamy istnienie dalszych 12 miejsc, w których kierunek brzegu zmienia się wyraźnie, niekiedy nawet pod znacznym kątem.

Porównanie punktów załamania wybrzeża z granicami stref typów form podwodnych daje interesujące wyniki. Na 23 przeanalizowane przypadki aż w 16 miejscach z załamaniem linii brzegowej wiąże się zmiana charakteru podwodnych form akumulacyjnych. Granica pomiędzy strefami akumulacyjnymi przypada tam ściśle w miejscu załamania kierunku brzegu lub z nieznacznym przesunięciem w granicach 1 km. Zmiany te następują niezależnie od charakteru brzegu to jest zarówno przed klifami, jak i przed wybrzeżem niskim. Ponadto w trzech, dalszych przypadkach zmiana form akumulacyjnych wiąże się z załamaniem linii brzegowej przypadającej u ujścia rzek.

W pozostałych 4 punktach nie obserwuje się zależności między wyglądem form podwodnych, a zmianą kierunku linii brzegowej. Należy przy tym podkreślić, że brak tej zależności występuje w 3 przypadkach na względnie zwartym odcinku wybrzeża w szeroko pojętym rejonie Leba - Białogóra. Jest to obszar występowania systemów wielowałowych o dobrze rozwiniętych, dużych formach akumulacyjnych, co z kolei sugeruje istnienie w tym rejonie względnie silnych i ukierunkowanych wyraźnie prądów wodnych.

Oczywiście należy pamiętać, że owe 23 omówione przypadki dotyczą tylko wyraźnych załamania linii brze-

gowej, gdzie długie odcinki wybrzeża zmieniają swój kierunek. Oprócz tego obserwuje się podobne zmiany form przy mniejszych załamaniach brzegu nie wymienionych w zestawieniu A. Mielczarskiego. W przeprowadzonej analizie celowo skorzystano z punktów zaczerpniętych z pracy wspomnianego autora i porównano je następnie z własnymi materiałami. Pozwoliło to na uniknięcie sugerowania się własnymi koncepcjami, a wykazana wyżej zgodność omawianych elementów potwierdza obiektywizm przedstawionych wniosków.

Pozostaje tu jednak do przeanalizowania jeszcze jedno zagadnienie, a mianowicie rozmieszczenie stref akumulacyjnych względem ogólnego kierunku linii brzegowej. Wykorzystano w tym celu przedstawioną poprzednio uogólnioną klasyfikację form podwodnych, zebranych w 8 grup.

Z ich rozmieszczenia wynika, że i w tym przypadku powtarza się podział na względnie jednolite zespoły otwartego morza i urozmaiconą strefę zatokową. Stwierdza się także, że niewielkie zmiany zasadniczego kierunku linii brzegowej na odcinku Świnoujścia - Roze - wie nie wpływają na ogólny typ podwodnych form akumulacyjnych. Ich rozwój postępuje stopniowo od zachodu na wschód. Wynika stąd, że całe wybrzeże wystawione na działanie wiatrów północno-zachodnich i zachodnich posiada, generalnie rzecz biorąc, podobne układy prądów wodnych wpływających na kształtowanie rzeźby dna. Natomiast lokalne zmiany kierunku biegu linii brzegowej powodują zmiany obrazu akumulacji przybrzeżnej na krótkich odcinkach, co wykazano już wyżej.

Dopiero diametralnie inne usytuowanie wybrzeża względem przeważających wiatrów i falowania powoduje

zmianę charakteru akumulacji. Zjawisko to zaznacza się już po odmorskiej stronie Mierzei Helskiej. Posiada ona kierunek jakby styczny do wiatrów północno-zachodnich, a znajduje się w cieniu dla wiatrów zachodnich. Musi to oczywiście powodować zmianę układu i siły lokalnych prądów wzdłuż brzegowych, co odzwierciedla się też w obrazie form podwodnych.

Krańcowy przykład zmiany piaszczystych form akumulacyjnych występuje w Zat. Puckiej całkowicie zasłoniętej przed wiatrami zachodnimi i północnymi.

Na wschód od rejonu Gdańska obserwuje się ponowny rozwój form wałowych wzdłuż wybrzeża odsłoniętego na działanie falowania z kierunku północno-zachodniego i zachodniego. Wydaje się jednak, że wspomniany już gorszy rozwój form piaszczystych w tym rejonie można tłumaczyć zmniejszeniem siły prądów wzdłuż brzegowych ze względu na częściowe osłabienie wiatrów nadchodzących z kierunku W i NW, a przechodzących nad lądem. Drugiego powodu można by się dopatrywać w gorszym zaopatrzeniu tej strefy w materiał piaszczysty pochodzący z zewnątrz, a szczególnie z płytkiego skłonu podwodnego.

VII. RZEŻBA DŃA POZA STREFĄ AKUMULACJI PIASZCZYSTYCH WAŁÓW PODWODNYCH I WYKORZYSTANIE STREFY ODBŁASKU DO JEJ ODCZYTYWANIA

W poprzednich rozdziałach nie omówiono, poza nie -
licznymi wyjątkami, rzeźby głębszych partii dna leżą -
cego na zewnątrz od strefy akumulacji wałów podwod -
nych. Na zdjęciach lotniczych, jakimi dysponowano, rze -
źba ta zaznacza się bowiem bardzo słabo, a głębsze ob -
szary posiadają prawie jednolity, ciemnoszary lub
prawie czarny ton obrazu fotograficznego. W tym sta -
nie rzeczy informacje oparte na pojedynczych przykła -
dach nie mogły być włączone do szczegółowej inwentary -
zacji.

Jednak dla zaprezentowania możliwie pełnego obra -
zu form dna przy polskim wybrzeżu oraz w celu zilu -
strowania możliwości, jakie stwarzają w tych bada -
niach zdjęcia lotnicze omówię tu niektóre, bardziej
interesujące materiały.

Jak wiadomo, w rozdziale o typologii form podwod -
nych omówiono rzeźbę dna tylko na obszarach tak zwa -
nej "płycizny zewnętrznej" czyli skłonu podwodnego
dobrze widocznego na zdjęciach lotniczych po zewnętrz -
nej stronie wałów podwodnych. O płytkim położeniu tych
partii dna świadczy względnie jasny ton ich obrazu fo -
tograficznego. Dzięki temu występujące tam zagłębie -
nia, posiadające odpowiednio ciemniejszy rysunek moż -

na łatwo odróżnić i wyznaczyć ich kształt i zasięg. Te elementy rzeźby posłużyły też do rozważań o typie poszczególnych stref akumulacyjnych.

Gorzej natomiast przedstawia się sprawa odczytywania rzeźby podwodnej w miejscach gdzie dno obniża się do tego stopnia, że jego obraz na zdjęciu lotniczym przedstawia się jako ciemnoszara i prawie jednolita powierzchnia. W obrazie tym zaznaczają się jedynie bardzo słabo widoczne i niewyraźne smugi o nieco innym fototonie.

Jeszcze w innym przypadku, nawet na obszarach płyt szczych, trudne są do odczytywania drobne formy dna, których kontrast w stosunku do otoczenia jest zbyt mały, aby wyszły one wyraźnie na zdjęciu lotniczym.

Przy przeglądaniu serii materiałów aerofotograficznych okazało się jednak, że w pewnych, szczególnych przypadkach normalnie niewidoczna rzeźba dna jest możliwa do odczytania. Obraz ten staje się czytelny przy istnieniu na zdjęciach lotniczych tak zwanej strefy odbłasku. Stwierdzenie to zaprzecza uznawanym dotychczas poglądom, że zdjęcia powierzchni wodnej ze strefą odbłasku nie nadają się do interpretacji dna. /82/.

Strefa odbłasku jest to bowiem obszar powierzchni wodnej odbijającej promienie słoneczne. Dzięki temu obraz ten wychodzi na zdjęciu lotniczym jako biała plama. Należy jednak zwrócić uwagę na fakt, że ta zupełnie nieczytalna, biała partia zdjęcia lotniczego przypada jedynie w centrum strefy odbłasku. Natomiast na jej obrzeżeniu rażący blask maleje i na białym lub jasnoszarym tle ukazuje się ciemny rysunek, którego brak w centrum zaświeczonego pola. Trzeba przy tym

jeszcze podkreślić, że na zdjęciu lotniczym, w strefie odbłasku widać bardzo dobrze sfalowaną powierzchnię wody gdyż od niej właśnie odbijają się promienie świetlne. Natomiast na normalnych zdjęciach lotniczych uzyskujemy obraz dna dzięki promieniom, które przeniknęły przez warstwę wody i odbiły się dopiero od gruntu. W takim przypadku powierzchnia wody jest z kolei gorzej widoczna.

W niniejszych rozważaniach zwrócono uwagę na wspomnianą już część rozrzedzonego odbłasku, która stanowi przejście między centrum strefy odbłasku, a ciemnym, normalnym obrazem powierzchni wody. Jak już wspomniano, w tym przejściowym obszarze widać ciemne kontury występujące na jasnym tle. Jest to dosłownie obraz konturowy, płaski gdyż nie widać tu plastyki form podwodnych, którą uzyskuje się na normalnych zdjęciach dzięki gamie szarych tonów.

Dokładna analiza zdjęć, na których w części znajduje się obraz normalny, a w części ze strefą odbłasku pozwoliła na wyciągnięcie następujących wniosków.

Czarne lub ciemnoszare kontury widoczne w strefie odbłasku są obrazem wklęsłych form na powierzchni dna. Obserwuje się bowiem, że łączą się one z rynkami lub bruzdami podwodnymi widocznymi na tak zwanej, normalnej części zdjęcia lotniczego. Podobne wnioski nasuwają się z porównania tych samych części dwu, sąsiednich zdjęć lotniczych, z których jedno posiada strefę odbłasku, a drugie jest jej pozbawione. Należy przy tym podkreślić, że analizowane formy podwodne są na normalnych zdjęciach lotniczych zazwyczaj tak słabo widoczne, że na pierwszy rzut oka uchodzą uwadze obserwatora. Dopiero podkreślono na sąsiednim zdję-

ciu przez strefę odbłasku stają się zauważalne na poprzednim zdjęciu po dokładnym przyjrzeniu się obrazowi dna. Przykład tego zjawiska ilustruje ryc.36 i 37.

Godne podkreślenia jest spostrzeżenie, że rysunek dna jest widoczny w strefie odbłasku o wiele dalej od brzegu niż widać to na normalnych zdjęciach. Z przeanalizowanych przykładów wynika, że zasięg ten jest większy o 2 - 2,5 raza.

Dzięki temu uzyskuje się wyraźny rysunek form wklęsłych w miejscach gdzie na normalnych zdjęciach lotniczych obserwuje się jedynie jednostajny, ciemno - szary ten obrazu fotograficznego sugerujący istnienie amorficznej powierzchni.

Wykorzystując omówione zjawisko przedstawiam niektóre formy dna z odcinków wybrzeża gdzie istnieją odpowiednie materiały fotograficzne.

W obszarze dobrze rozwiniętych form wałowych widać po ich zewnętrznej stronie rzeźbę dna do odległości około 2,5 km. od brzegu. Z danych batymetrycznych wynika, że występują tam głębokości w granicach 13-17.m. Ze względu na wspomniany wyżej brak wrażeń plastyki trudno stwierdzić czy oglądany obraz składa się z form wypukłych i wklęsłych, czy widać tylko bruzdy rozmieszczone na względnie płaskiej powierzchni piaszczystej.

Jak widać na rys.41a, bliżej brzegu zaznaczają się rynny podwodne biegnące równoległe do brzegowej i oddzielające spłylenia, w obrębie których występują nieregularne obniżenia. Natomiast dalej od brzegu przeważają bruzdy usytuowane skośnie lub poprzecznie do linii brzegowej.

Być może jest to kierunek pochylenia skłonu pod-

wodnego, z którym wiąże się lokalny ruch materiału piaszczystego powodujący powstanie bruzd.

Brak na tym obszarze wałów podwodnych może świadczyć zapewne o pozostawaniu omawianej strefy poza zasięgiem przeciętnego falowania i o wygasaniu prądów wzdłużbrzegowych w miarę oddalenia się od brzegu.

W obszarze o chaotycznej akumulacji przybrzeżnej spotyka się na skłonie podwodnym długie bruzdy i krótkie, nieforemne zagłębienia wyciągnięte raczej zgodnie z kierunkiem brzegu. Wynika to zapewne z względu na bliskiego położenia tych form, w zasięgu 1.000 do 1.100 m od brzegu.

Podobna sytuacja występuje także nieco dalej na wschód. Przy brzegu widać tu szeroką i miejscami turbulencyjną strefę pierwszego wału podwodnego oraz niski drugi wał podwodny. Poza nim, na normalnych zdjęciach lotniczych nie widać już rzeźby dna. Natomiast w odblasku widać kilka systemów rynien czy bruzd naśladujących przebieg drugiego wału podwodnego, a wyrównujących się w miarę zwiększania się ich odległości od brzegu.

Bardzo zbliżony obraz zanotowano także wzdłuż Półwyspu Helskiego gdzie poza strefą wałów podwodnych widać drobne, równoległe do brzegu bruzdy zaznaczające się na płaszczyźnie dna /rys.41b/.

W obszarze zatokowym także spotyka się ciemne partie głębszych odcinków akwenu z niewidocznym rysunkiem dna. I w tym przypadku strefa odblasku pomaga w odczytywaniu występujących tam form podwodnych. Na przykład okazało się, że u stóp półek akumulacyjnych w północno zachodnim kącie Zat.Puckiej dno posiada gęstą sieć smug skierowanych skośnie do brzegu /rys.37/.

Omówione przykłady dają jedynie bardzo fragmentaryczne informacje z małych odcinków wybrzeża i spostrzeżeń tych nie można uogólniać. Wydaje się jednak, że w obrazie form podwodnych strefy zewnętrznej występuje pewna prawidłowość. Mianowicie poza strefą wałów podwodnych, w partiach gdzie występuje dobrze widoczna płycizna zewnętrzna można zauważyć rynny lub bruzdy podwodne zorientowane mniej więcej równoległe do brzegu lub wałów akumulacyjnych. Strefa ta sięga do odległości około 1.000 m od brzegu. Dalej natomiast przeważają bruzdy skierowane poprzecznie do linii brzegowej, a zgodnie ze spadkiem dna.

Dokładniejszych i szerszych wniosków geomorfologicznych nie można w tej chwili wyciągać ze względu na szczupłość materiałów. Wydaje się natomiast ważne spostrzeżenie metodyczne, że do badań geomorfologicznych dna morza mogą być wykorzystane zdjęcia lotnicze ze strefą odbłasku. W szczególnych przypadkach ich analiza daje lepsze rezultaty niż pozwalają te osiągnąć zdjęcia normalne.

VIII. ANALIZA DYNAMIKI PIASZCZYSTYCH FORM PODWODNYCH PRZY POMOCY ZDJĘĆ LOTNICZYCH

Przy rozważaniu problemów dynamicznych dotyczących poszczególnych form akumulacyjnych oraz całych ich zespołów można rozpatrywać równolegle dwa zagadnienia. Jedno dotyczy rozwoju i zmienności form akumulacyjnych. Natomiast drugi problem polega na próbie określenia procesów i sił kształtujących podwodną rzeźbę przybrzeżną. Rozpatrzę je w oparciu o przykłady zaczerpnięte z inwentaryzacji omówione częściowo w rozdziale VI. Należy tu oczywiście poczynić zastrzeżenie; że nie wszystkie problemy związane z kształtem i zmiennością form akumulacyjnych mogą być związane przez analizę obrazu zdjęć lotniczych. Tym nie mniej, właśnie ilość i jakość zasygnalizowanych zagadnień wskaże na przydatność tej metody. Konieczna jest także uwaga, że wnioski wynikające z analizy zdjęć lotniczych opierają się w tym przypadku na wnioskowaniu pośrednim. Na zdjęciach widzimy bowiem tylko formy, a z ich kształtów i rozmieszczenia wnioskujemy o procesach morfologicznych, jakie je kształtują. Zagadnienia te omówię łącząc je w grupy problemów.

1. Zarys i zmiany linii plaży

W moim opracowaniu zajmuję się zasadniczo jedynie ukształtowaniem podwodnej części strefy brzegowej.

Jednak, ponieważ stwierdzono współzależność zarysu linii plaży z formami przybrzeżnymi rozpoczynam omówienie działających tu procesów od analizy form i zmienności zarysu plaży.

Jak wykazano w części inwentaryzacyjnej, na naszym wybrzeżu występują plaże o trzech, zasadniczych zarysach linii brzegowej: 1/prostolinijne, 2/ festonowe, 3/faliste o nieregularnych zatokach i półwyspach. Z porównania obrazu zdjęć lotniczych wykonanych w odstępach rocznych i kilkuletnich na tym samym odcinku wybrzeża wynika, że zarys plaży zmienia się względnie łatwo i często. Są to przy tym zarówno przesunięcia plaży polegające na jej zwężeniu lub poszerzeniu, jak też drobniejsze zmiany samego zarysu linii brzegowej. Przykład tych zjawisk ilustruje rys.42.

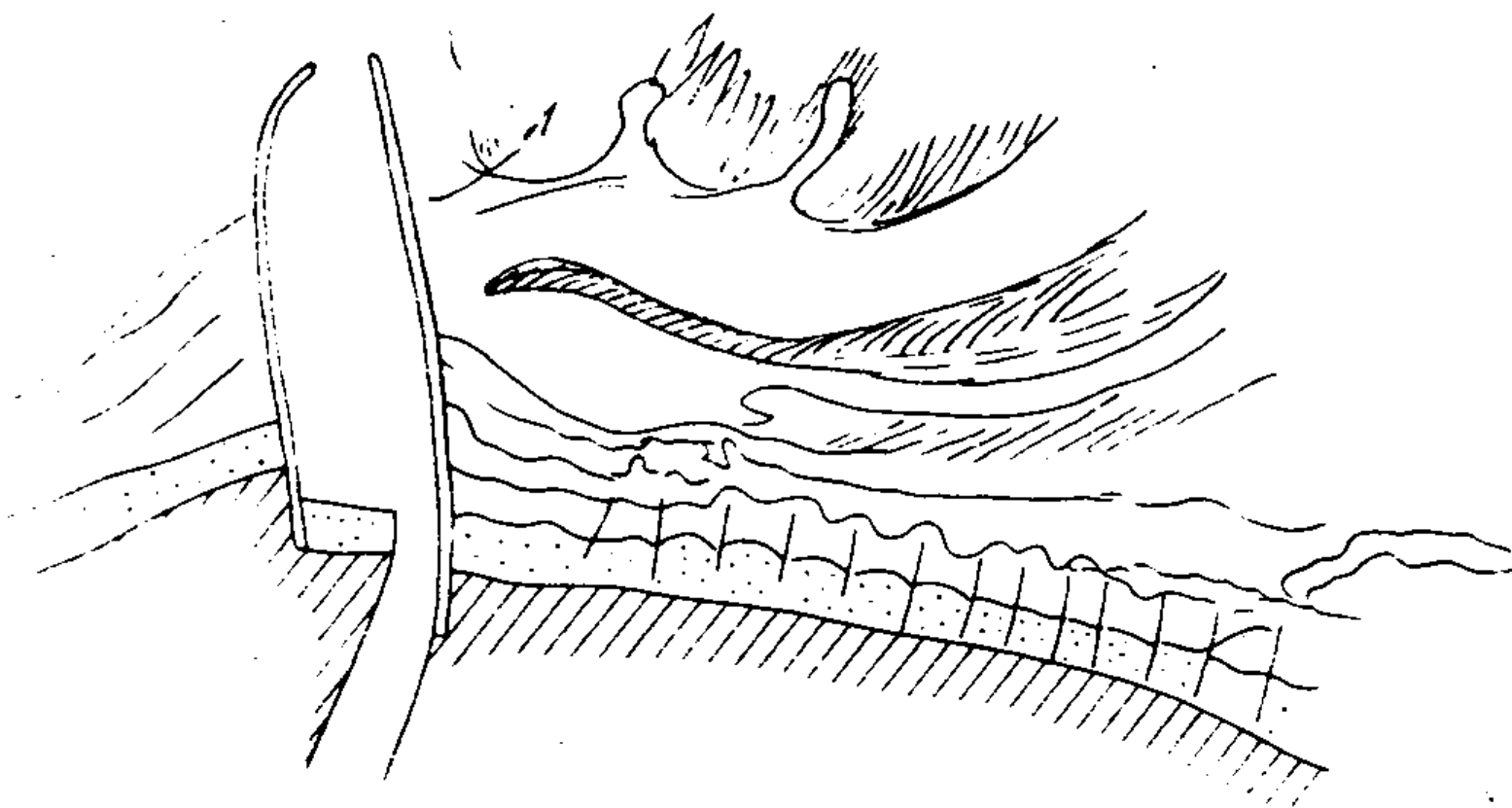
Obserwuje się też, że cofaniu plaży towarzyszy także nieregularne ukształtowanie jej zarysu, po czym, przy powtarzającej się tendencji narastania następuje ponowne wyrównanie linii brzegowej. W jednym z zaobserwowanych przypadków w ciągu jednego roku nastąpiło cofnięcie plaży o około 15 m i pofalowanie jej zarysu poziomego. W ciągu następnych pięciu lat plaża znowu awansuje i wyrównała swoją linię brzegową.

Przyczyna takiego stanu rzeczy zdaje się być jasna. Mianowicie przy rozmywaniu wybrzeża powstają w jego zarysie swego rodzaju wyrwy, natomiast w trakcie akumulacji większej ilości piasku drobne zatoczki wypełniają się niwelując istniejące poprzednio ubytki.

Następne zagadnienie to zmiana zasięgu plaży przy sztucznych przeszkodach. W tym przypadku chodzi jednak nie o wyrównanie i poszerzanie plaży przez budowę ostróg, a oddziaływanie większych, pojedynczych barier w

rodzaju molo lub falochronów.

Obserwujemy mianowicie przypadki, jak na przykład w Świnoujściu czy Ustce gdzie zasięg plaży w głąb morza jest dalszy z jednej, a bliższy z drugiej strony budowli wysuniętej w morze. Jak powszechnie wiadomo, gromadzenie się materiału akumulacyjnego następuje w tej strony przeszkody, z której postępuje rumowisko. W omawianych przypadkach spotyka się asymetrię zasięgu plaży na korzyść strony zachodniej. W rejonie Świnoujścia po zachodniej stronie falochronu plaża sięga 200 m dalej niż za wschodnim falochronem, W Ustce przy zachodnim falochronie plaża jest wysunięta w morze o 90 m dalej niż za wschodnim falochronem. Wreszcie przy molo w rejonie Ustki różnica zasięgu plaży na korzyść strony zachodniej wynosi 30 m. Sytuację tę ilustrują rys. 27 i 43.



Rys.43 /zespół X/. Wyraźne narastanie brzegu pływiczny przybrzeżnej od zachodu. Charakterystyczne, wypukłe luki plaży między ostrogami, a cofnięcie przy samej ostrodze

W wyniku przytoczonych obserwacji można stwierdzić, że w rejonie zachodniego i środkowego wybrzeża dominuje układ prądów wzdłużbrzegowych przenoszących

rumowisko z zachodu na wschód, a rozmiary akumulacji występującej w opisanych przypadkach świadczą o długim okresie i względnie stałej tendencji działania tych prądów.

W zakończeniu tej części można jeszcze wspomnieć, że spotyka się odcinki wybrzeża uzbrojonego w ostrogi, między którymi obserwowano wypukłe zarysy linii brzegowej. Natomiast przy samej ostrodze brzeg jest nieco cofnięty po obu jej stronach. Przypadek taki ilustruje rys.10 i 43.

Przedstawione zagadnienia dotyczą jedynie kilku elementów dynamiki samej plaży, ale jak już powiedziano na wstępie informacje te ograniczone tylko do tych problemów, które wiążą się bezpośrednio z podwodnymi formami akumulacyjnymi.

2. Zarys plaży a formy pierwszego wału podwodnego

Omawianie zagadnienia zasygnalizowanego w tytule zacznę od form najprostszych, a więc od prostoliniowego odcinka plaży. W takim przypadku widać na zdjęciach lotniczych płytką, ale wyraźną rynnę podwodną ku której opada plaża, a za tym zagłębieniem występuje pierwszy wał podwodny, także o prostoliniowym przebiegu. Taki układ form może świadczyć o tym że prąd wzdłużbrzegowy przesuwaną się wzdłuż wyrównanej linii plaży nie doznaje zaburzeń i kształtuje równą formę akumulacyjną. Sprzyja temu też zapewne względna równowaga ilości materiału przesuwanego wzdłuż brzegu, o czym wspomniano już wyżej.

Sytuacja ta zmienia się z chwilą zaburzenia równowagi i postępującej na skutek tego abrazji plaży. Porównując zdjęcia lotnicze z różnych okresów zaobserwowano, że przy cofaniu się plaży nie tylko ona uzys-

kuje nieregularny zarys ale także pierwszy wał podwodny zmienia swoją postać. W takich przypadkach przeobraża się on często w przybrzeżną strefę akumulacyjną bez wyraźnego grzbietu i bez rynny oddzielającej od plaży. Zaobserwowano także, że ta podwodna strefa akumulacyjna przypada zazwyczaj w miejscu zdegradowanej i cofniętej plaży /rys.42/.

Temu zjawisku towarzyszą często drobniejsze formy, które można uznać za wtórne. Są to mianowicie formy turbulencyjne. Jak wiadomo z poprzednich rozdziałów tworzą one charakterystyczny rysunek podkreślający istnienie licznych zawirowań prądów wodnych, a także znaczący występowanie licznych nierówności w rzeźbie dna. Najpowszechniejsze wśród nich są drobne kosy lub "haki". Godny podkreślenia jest fakt, że występują one tylko między plażą, a pierwszym wałem podwodnym. Nie spotyka się ich na ogół w większym oddaleniu od brzegu. Świadczy to zapewne o tym, że największe zaburzenia prądów wzdłużbrzegowych występują bezpośrednio przy brzegu. Tutaj też powstają wiry o osi pionowej, które, jak się wydaje kształtują właśnie te formy.

Z przeglądu zdjęć lotniczych wynika, że większość form turbulencyjnych, a szczególnie wspomniane wyżej kosy i haki odchylają się na wschód. Dowodziłoby to o przewadze prądów zachodnich i o przesuwaniu materiału akumulacyjnego z zachodu na wschód. Zjawisko to obserwuje się w różnych punktach na całym wybrzeżu. Ilustrują je rys.31 i 9. Jednak gwoili ścisłości należy przypomnieć, że na odcinku wybrzeża między Kołobrzegiem, a Świnoujściem zaobserwowano także odwrotny kierunek odchylenia się form osadowych.

Obserwuje się też dużą zależność między ukształto-

waniem poziomym plaży, a formami turbulencyjnymi. Z cytowanego już rys.31, jak też z rys.13 oraz wielu innych przykładów wynika, że zagłębienia dna znajdujące się w obrębie strefy pierwszego wału podwodnego występują przy drobnych zatoczkach linii plażowej. Natomiast spłycaenia odpowiadają drobnym występem plaży skierowanym ku morzu.

Jak już wspomniano, obraz form turbulencyjnych przypominający często nawet elementy spirali sugeruje istnienie wirów o osi pionowej. Można się zatem zastanowić czy ich wpływ nie sięga aż do skraju plaży gdzie sprzyja formowaniu zatoczek. Należy tu bowiem zaznaczyć, że nie są to symetryczne festony plażowe, które mogą powstawać przy odpowiednim kierunku podchodzenia fali do brzegu i są raczej formami efemerycznymi.

W efekcie otrzymujemy w opisanych przypadkach następujący układ form. Zatoczce w linii brzegowej odpowiada przegłębienie dna w strefie pierwszego wału podwodnego, a jego grzbiet jest odepchnięty ku morzu. Odwrotna sytuacja jest przy występie plaży i w rezultacie powstaje falisty, nieregularny zarys wału podwodnego /rys.31/.

Z opisanymi faktami wiąże się dalsze spostrzeżenie. Mianowicie spotyka się liczne przypadki gdzie zatoczkom plaży odpowiadają przegłębienia przecinające pierwszy wał podwodny i łączące się z jego zewnętrzną rynną. Taki obraz sugeruje istnienie małych, lokalnych prądów powrotnych lub rozrywających, które powstają przez spiętrzanie wody zainicjowane w zagłębieniu brzegu i nie sprzyjają akumulacji materiału piaszczystego na linii ich działania. Przykłady tych zjawisk ilustrują rys.12 i 44.

W przypadku regularnego rozmieszczenia zatoczek plażowych zaznacza się jeszcze wpływ tego zjawiska na pierwszy wał podwodny. Na wspomnianej rys.12 widać, że dzięki poprzecznym obniżeniom wał podwodny składa się z segmentów ułożonych jeden za drugim. Jest to właśnie forma określona w rozdziale VI jako "wał łańcuchowy".

Nieco inny typ zatoczek rozmieszczonych regularnie powoduje powstanie girlandowego wału podwodnego. W tym przypadku wklęsły łuk zatoczki jest dość łagodny i rozległy, a wysunięty ku morzu cypel jest ostry. Girlanda wału podwodnego, jaki występuje przy takim odcinku wybrzeża stanowi jakby lustrzane odwrócenie zarysu plaży z tym jednak, że łuk grzbietu wału jest wyraźniejszy niż łuk zatoczki plażowej. Należy przy tym podkreślić, że ostre załamania girlandy wału podwodnego stykają się niemal z występami plaży. W związku z tym powstaje przy brzegu rząd owalnych, odizolowanych zagłębień. Interesujące jest spostrzeżenie, że przy odcinkach wyrównanej plaży zanika girlandowa forma wału podwodnego. Zaczyna się on wtedy oddalać od brzegu i jednocześnie wyrównuje się. Jest także bardzo charakterystyczne, że podwodne wały girlandowe są zazwyczaj wyraźnie ograniczone od strony odmorskiej przez względnie równą rynnę podwodną. Opisaną sytuację ilustruje rys.16.

Poszukując przyczyn takiego uformowania pierwszego wału podwodnego, a opierając się jedynie na analizie obrazu fotograficznego można przypuszczać, że pierwotne jest tu powstanie zatoczek spowodowanego odpowiednim rozkładem falowania. Sytuacje takie są znane przy powstawaniu tak zwanych "festonów plażowych". Na-

stępnie, powstające w zatoczkach wsteczne prądy przy -
denne odsuwają luźny materiał od brzegu i dzięki temu
powstaje łuk girlandy umieszczony na przeciwko zatocz-
ki. Być może iż dodatkowym czynnikiem zaokrąglającym
ich zarys są wiry o osi pionowej powstające wtórnie w
wyniku istnienia licznych załamania linii brzegu i form
podwodnych.

Jak wynika z analizy obrazu zdjęć lotniczych za -
sięg działania tych prądów jest ograniczony do wąskiej
strefy przybrzeżnej w granicach około 30-50 m. Jak już
bowiem wspomniano, za strefą pierwszego wału podwodne-
go widać zazwyczaj w tych przypadkach wyraźną i wyrów-
naną rynnę podwodną. Istnienie takiej formy nie wyklu-
cza działania innego, zdecydowanego prądu wzdłużbrze -
gowego.

Pozostaje teraz do omówienia jeszcze jeden, zaob -
serwowany na zdjęciach lotniczych związek między zary-
sem plaży, a formami podwodnymi. Ze zmianą linii plaży
wyrażoną, w dość nagłej zmianie jej kierunku wiąże się
zazwyczaj także powstanie nowego wału podwodnego. Za -
czyna się on formować na przedłużeniu odcinka, który
jest bardziej wysunięty w morze niż odcinek brzegu za
załamaniem linii plaży. Trzeba przy tym podkreślić, że
wystarczy przesunięcie brzegu rzędu około 20 m. aby po-
wstały warunki do tworzenia się nowej formy podwodnej.

Sytuację taką obserwujemy w kilku miejscach na wy-
brzeżu środkowym i wschodnim. W obydwu tych rejonach
nowe wały podwodne rozwijają się na wschód od swoich
punktów inicjalnych co w sposób oczywisty świadczy o
przeważającym ruchu rumowiska przybrzeżnego z zachodu
na wschód. Jeden z przykładów tego zjawiska przedsta -
wiono na rys.14.

3. Wpływ przeszkód na kształtowanie podwodnych form akumulacyjnych

W pierwszym punkcie tego rozdziału omówiono wpływ pojedynczych, sztucznych budowli na kształtowanie plaży. Oczywiście wpływ ten sięga także w głąb morza i odbija się na ukształtowaniu i układzie podwodnych form akumulacyjnych. Ze względu na wprowadzenie obcego, sztucznego elementu są to jednak nieco inne zależności niż te, jakie omówiono w poprzednim punkcie gdzie rozważano tylko elementy naturalnych form plaży i ich związek z pierwszym wałem podwodnym.

Analizując materiały inwentaryzacyjne zaobserwowano, że występują trzy, zasadnicze rodzaje przeszkód sztucznych i naturalnych, które usytuowane poprzecznie do linii brzegowej i prądów wzdłużbrzegowych modyfikują rzeźbę dna. Są to: 1/ systemy ostróg, 2/ falo-chrony i mola, 3/ prąd wody rzecznej u ujścia rzeki. Ten ostatni czynnik różni się od pozostałych tym, że działa także czynnie. W kilku przypadkach działanie falochronów i nurtów rzecznych uzupełnia się. Dzieje się tak na przykład w niektórych, wydzielonych poprzednio strefach ujściowych.

Rozpatrując pierwsze zagadnienie, to jest wpływ ostróg na przybrzeżne formy akumulacyjne można stwierdzić, że jest on bardzo różny. Przy wybrzeżu wyposażonym w ostrogi spotykamy bowiem zarówno wyraźne wały podwodne, jak też dość chaotyczne strefy akumulacyjne zastępujące pierwszy wał podwodny.

Zaobserwowano, że chaotycznie uformowane strefy akumulacyjne spotyka się przy różnym rozstawianiu i długości ostróg ale posiadane materiały nie pozwalają na określenie przyczyny tego faktu.

Natomiast podwodne wały girlandowe zawdzięczają swoje formy, jak się wydaje określonemu rozstawowi ostróg. Jak bowiem wspomniano w rozdz. VI, przy odstępach między przeszkodami, mniejszych niż 60 m występuje wał girlandowy o łukach skierowanych ku morzu i opływających wierzchołek ostrogi. Przy odstępach większych niż 100 m łuk girlandy mieści się między ostrogami i jest skierowany ku plaży. Natomiast przy rozstawie pośrednim występuje symetryczny łuk girlandy.

Istotne jest także spostrzeżenie, że w niektórych przypadkach, przy szerszym rozstawieniu ostróg, między sąsiednimi przeszkodami formuje się nie jedna, a dwie zatoczki plażowe dzielące ten odcinek na pół. Wynikałoby stąd, że działa tu jakiś czynnik naturalny, któremu ostrogi nie przeciwdziałają /rys. 15/. Przy dużych odstępach między ostrogami spotyka się także między nimi liczne formy turbulencyjne.

Z przytoczonych obserwacji można wyciągnąć wstępne wnioski o układzie prądów przy uzbrojonym wybrzeżu. Otóż wydaje się, że w przypadku małej odległości między ostrogami prąd wzdłużbrzegowy nie dociera do samego brzegu, a zakreśla falistą drogę w pobliżu wierzchołków ostróg. Stąd obserwowane łuki wału podwodnego skierowane ku morzu i umieszczone na zewnątrz przy wierzchołkach przeszkód.

Natomiast przy szerokim rozstawieniu ostróg jest między nimi dość miejsca na wejście nurtu prądu wzdłuż brzegowego w tą przestrzeń, dotarcie do brzegu i następnie odbicie. Daje to w efekcie szeroki łuk wału podwodnego skierowany ku plaży.

Trzeba tu także podkreślić, że fragmenty wału girlandowego znajdujące się na zewnątrz od ostróg są czę-

sto przesunięte w stosunku do ich wierzchołków. Kierunek tego przesunięcia wskazuje na ogólny kierunek ruchu całego rumowiska. W większości obserwowanych przypadków jest to przesunięcie ku wschodowi ale na niektórych odcinkach spotyka się także lokalnie kierunek przeciwny.

We wszystkich, obserwowanych przypadkach stwierdza się, że zasięg oddziaływania ostróg na przybrzeżne formy akumulacyjne jest niewielki. Ogranicza się on do pasa tylko takiej szerokości, jak daleko w głąb morza sięgają te budowle. Tylko w pojedynczych przypadkach akumulacja związana z systemem ostróg sięga nieco dalej w morze, a tylko w jednym miejscu pas osadu sięga o 50 m dalej w morze niż ostrogi.

Natomiast na wszystkich odcinkach wybrzeża wyposażonych w ostrogi strefa pierwszego wału podwodnego kończy się wyraźną rynną podwodną, która zazwyczaj w tych właśnie miejscach zaznacza się lepiej niż na odcinkach sąsiednich, nieuzbrojonych. Świadczy to o intensywniejszym wynoszeniu rumowiska z odcinków sztucznie zwężonych. Bowiem materiał osadowy zatrzymywany przez ostrogi podwyższa nieco sztucznie przybrzeżny pas skłonu podwodnego i zwęża swobodną przestrzeń między brzegiem, a drugim, niezależnym od tego systemu wałem podwodnym. Między tymi formami wypukłymi pozostaje zwężony kanał, w którym, jak można sądzić z jego obrazu istnieje względnie silny prąd wzdłużbrzeżowy.

Następne zagadnienie to wpływ na formy podwodne większych budowli, jak falochrony i pomosty. Można tu stwierdzić, że oddziaływanie jest to niejednakowe w różnych miejscach i wyraża się albo zmianą charakteru

form akumulacyjnych albo tylko zmianą ich przebiegu. Trzeba także podkreślić, że zmianom podlegają już nie pojedyncze formy, a zespoły gdyż zasięg oddziaływania większych budowli jest dalszy niż w przypadku ostróg.

W przypadku zmian form, przed przeszkodą następuje zrazu zaburzenie przybrzeżnych wałów podwodnych, /zazwyczaj pierwszego i drugiego/, a następnie połączenie ich w szeroką strefę o kształcie trójkąta opartego jednym bokiem o zaporę. Na powierzchni tej pływiczny widać drobniejsze formy turbulencyjne świadczące o zawirowaniu prądów wodnych. Tworzy się ona po tej stronie budowli, z której postępuje rumowisko. W obserwowanych przypadkach jest to strona zachodnia.

Istnienie trójkątnej pływicznej wybiegającej do 100-150 m w morze sprawia, że prąd wzdłużbrzegowy ześlizguje się po jej krawędzi i oddala się od brzegu w kierunku wierzchołka przeszkody. W związku z tym dalsze wały podwodne /przeważnie trzeci/ są na krótkim odcinku także odsuwane od brzegu i odginają się ku morzu. Opisują one następnie łuk omijając przeszkodę, a za nią powracają do poprzedniej pozycji względem linii brzegowej. Należy także podkreślić, że na odcinku przejściowym kształt i proporcje form akumulacyjnych ulegają deformacji.

Po wschodniej stronie przeszkody zaznacza się krótki odcinek chaotycznych form turbulencyjnych, a następnie znowu pojawiają się wały podwodne charakterystyczne dla danej strefy i towarzyszące im w pierwszej fazie pływiczny osadzone w cieniu budowli. Przykład takiej sytuacji ilustruje rys.27.

Interesujące jest spostrzeżenie dotyczące zasięgu działania przeszkody i jej deformującego wpływu na

formy akumulacyjne. Z posiadanych materiałów wynika, że 1/3 odcinka o zaburzonych formach przypada na zachód od przeszkody, a 2/3 na wschód od niej. Ważne są te właśnie proporcje gdyż liczby bezwzględne zależą od rozmiarów barier. Orientacyjnie można podać, że na przykład przy moło o długości około 250 m zaburzone formy akumulacyjne pojawiają się w odległości około 400 m na zachód i ciągną się do 700 m na wschód.

Nawiązanie do tych obserwacji znajdujemy także w trzeciej grupie zjawisk gdzie przeszkodę na ródze rumowiska przybrzeżnego stanowi nurt rzeki wpadającej do morza. Zazwyczaj są tu ujścia obudowane i nakłada się tu współdziałanie prądów rzecznych i sztucznych budowli. W tym przypadku także pozostaje ważna prawidłowość o podziale zaburzonego odcinka na części 1/3 zachodnią i 2/3 wschodnie.

W większości obserwowanych przypadków na przedłużeniu ujścia rzeki zaznacza się rów podwodny przecinający wały akumulacyjne. Te formy są też odsunięte od brzegu i na odcinku ujściowym wyginają się ku morzu, Stopień tej deformacji jest wprost proporcjonalny do wielkości rzeki. Wydaje się więc, że podobnie, jak sztuczne budowle tak i nurt rzeczny stanowi przeszkodę dla prądów wzdłużbrzegowych i odchyła je ku morzu.

Prąd rzeczny przynosi także dodatkowy materiał osadowy. Obserwuje się bowiem wyraźne poszerzenie form akumulacyjnych w strefie ujściowej. Ważne jest przy tym spostrzeżenie, że większość tego materiału nadbudowuje wały podwodne w kierunku wschodnim. W tą też stronę następuje częściowe spływanie rynien podwodnych bezpośrednio przy ujściu, na skutek dodatkowej

ilości osadu. Należy także przypomnieć, że materiał klastyczny odsunięty przy ujściu w głąb morza przybliża się stopniowo od brzegu w miarę wygasania wpływu strefy ujściowej.

Podsumowując przytoczone spostrzeżenia można stwierdzić, że duże zapory sztuczne lub silne nurty rzeczne, albo oba te czynniki razem powodują poważne zaburzenia warunków hydrodynamicznych. Stwierdza się także, że przed przeszkodą następuje spiętrzenie mas wodnych sięgające do kilkuset metrów w tył, a morfologicznym wyrazem tego zjawiska są charakterystycznie zaburzone kształty akumulacyjnych form podwodnych. Natomiast asymetryczny wachlarz osadów utworzony w strefie ujściowej i wyciągnięty zawsze ku wschodowi świadczy o powszechnym ruchu rumowiska w tym właśnie kierunku. Inny element tego zespołu akumulacyjnego, a mianowicie stopień odsunięcia wałów i płycizn od brzegu świadczy o sile działania nurtu rzeki. Należy podkreślić, że strefy ujściowe mieszczą się w różnych rejonach wybrzeża, przeważnie na zachodnim i środkowym jego odcinku.

Związany z poprzednim zagadnieniem ale jednocześnie różny ze względu na wyjątkową skalę zjawiska jest problem zmian rzeźby podwodnej i ukształtowania brzegu u ujścia Przekopu Wisły. Sprawę tę omówię w punkcie dotyczącym ogólnej zmienności form podwodnych.

Natomiast w tym miejscu należy zasygnalizować spostrzeżenie dotyczące układu fal przy przeszkodach. Są one bowiem bardzo specyficzne i być może nie pozostają bez wpływu na kształtowanie rzeźby podwodnej.

Mianowicie w dwóch przypadkach, to jest przy uregulowanym ujściu Przekopu Wisły oraz przy dzikim ujściu Łupawy w rejonie Rowów zaobserwowano koliste ukła-

dy fal przy brzegu, zasięg tej strefy dochodził do 700 m w kierunku morza. Na ile się można zorientować z obrazu zdjęć lotniczych, ten charakterystyczny rysunek powierzchni wody powstaje z odbicia i przecinania się kilku systemów fal. Nie byłoby w tym nic szczególnego gdyby nie fakt, że obraz ten powtarza się w tej samej strefie na zdjęciach wykonanych w różnych latach. Dowodzi to jakiejś stałości układów fal lub istnienia sprzyjających warunków do częstego występowania takich układów. Z nimi wiążą się być może określone prądy.

Potwierdza to w pełni wyniki prac wykonanych w tym zakresie w Instytucie Morskim i opublikowanych już w roku 1956 przez T.Kowalskiego /49/.

4. Układ i urzeźbienie form podwodnych jak wyraz procesów dynamicznych

Jeżeli rozważać układy całych zespołów akumulacyjnych form podwodnych, to już z pobieżnego przeglądu grup wyróżnionych w rozdziale o typologii wynika, że najbardziej zmienne i zróżnicowane są formy leżące najbliżej brzegu. Te zależności i przyczyny zmienności omówiono w poprzednim rozdziale.

Należałoby się teraz zastanowić, jak daleko w głąb morza sięga wpływ układów przybrzeżnych.

Z materiałów inwentaryzacyjnych wynika, że w strefach o systemach wielowałowych, najdalsze wały podwodne widoczne na zdjęciach lotniczych notuje się w odległości około 1.000 m od brzegu. Zatem w tej odległości istnieją jeszcze warunki hydrodynamiczne powodujące ruch rumowiska dennego. Natomiast wpływ linii brzegowej na zarys tych form kończy się o wiele bliżej. Stwierdzono bowiem, że falistą linię wału podwodnego, która, jak można przypuszczać jest wyrazem odbijania od brzegu fa-

lowych ruchów wody, spotyka się nie dalej niż na trzecim wale podwodnym w odległości około 300 m od brzegu.

Są to jednak przypadki sporadyczne gdyż zazwyczaj jedynie drugi wał podwodny bywa jeszcze falisty, a i to tylko w przypadku istnienia wyraźnej strefy turbulencyjnej przy brzegu.

Stąd wniosek, że wpływ konfiguracji linii brzegowej i działających tam warunków hydrodynamicznych ogranicza się do bardzo wąskiej strefy przybrzeżnej. Można też sądzić, że każda para wałów podwodnych lub brzeg i wał podwodny, stanowią rodzaj samodzielnego układu form oddziaływujących wzajemnie na siebie. Właśnie w związku z tym wygaszenie wpływu linii brzegowej następuje tak szybko, bo zaledwie na przestrzeni kilkudziesięciu metrów.

Siła działania prądów wzdłużbrzegowych zmienia się także w kierunku podłużnym w obrębie tego samego systemu, jaki stanowią dwa wały podwodne i rynna występująca między nimi. Tę zmienność można obserwować przy pomocy zdjęć lotniczych. Wyraża się ona bowiem w obrazie drobniejszych elementów wspomnianych form podwodnych.

Jednolity fototon świadczący o równej głębokości rynny na całym, obserwowanym odcinku pozwala domyślać się działania silnego i względnie stałego prądu. Tak samo zbocza opadające ku tej rynnie są wtedy wyrównane i prostolinijne. Taki obraz spotyka się często na odcinkach uzbrojonych w ostrogi gdzie, jak wspomniano poprzednio, następuje zwężenie przestrzeni między brzegiem, a wałem podwodnym.

Wraz ze zmianą intensywności działania prądu wzdłużbrzegowego zmienia się obraz rynny podwodnej i wału akumulacyjnego. Obserwuje się wtedy nieregularne zarysy

zboczy wałów podwodnych, a dno rynny spłyca się lub posiada zmienną głębokość. W szerokich rynnach pojawiają się także spłycaenia przyminające nieregularne wały podwodne. Oczywiście obserwacje te dają tylko ogólne pojęcie o względnej intensywności procesów i sił morfotwórczych na sąsiednich odcinkach wybrzeża.

Wśród prostych układów wałowych występuje na naszym wybrzeżu interesujący przypadek gdzie wały podwodne łączą się zbieżnie i z szerszej strefy o trzech wałach przechodzą stopniowo w jedną formę przybrzeżną. Ten dość osobliwy układ jest wyrazem specyficznych warunków geomorfologicznych dna i wybrzeża. Z map batymetrycznych wynika, że wzdłuż omawianego odcinka wybrzeża zmienia się gwałtownie głębokość dna. Na przykład izobata 10 m przebiegająca w tym rejonie normalnie w odległości 1.000 - 1.300 m zbliża się tu na 300 m do brzegu. Przy czym zbliżenie to dokonuje się na odcinku długości zaledwie około 3 km. Wynika stąd, że skłon podwodny jest tu stromy i opada gwałtownie ku głębinie.

W takiej sytuacji piaszczyste wały podwodne powstające w wyniku falowania i prądów wzdłużbrzegowych ograniczają swoje występowanie jedynie do tej strefy akwenu, w której działają oba wspomniane czynniki. Zatem zewnętrzna granica widocznych na zdjęciach wałów podwodnych jest jednocześnie strefą określonej, granicznej dla nich głębokości, której w tej chwili nie precyzuję w liczbach.

Z obrazu form podwodnych wynika, że łuk, jaki zatacza w tym rejonie linia brzegowa ma też istotny wpływ na układ wałów podwodnych. W stosunku do przeważających wiatrów, a co za tym idzie i prądów, wybrzeże jak-

by cofa się i zataczając łuk chowa się w cień lądu pozostającego na zachód od omawianej strefy. Natomiast prąd poruszający się z pewną bezwładnością w rynnę podwodnej między wałami, nie wykazuje tendencji skręcania, a dąży raczej do zachowania poprzedniego kierunku. W związku z tym ruchem po prostej wychodzi jakby na zewnątrz całego zespołu form akumulacyjnych i przestaje formować rynnę, w której działał oddzielając dwa, sąsiednie wały podwodne. Można natomiast przypuszczać, że łączy się on z prądem wody poruszającej się po zewnętrznej stronie zespołu akumulacyjnego, który jest przypierany od strony morza przez poruszające się z tego kierunku masy wodne. W wyniku tego działania zewnętrzny wał podwodny zbliża się do brzegu i łączy z bliższym wałem tworząc wspólną formę akumulacyjną.

Wypowiedziane tu przypuszczenia wynikają z analizy obrazu zdjęcia lotniczego. Na szkicu /rys.29/ sporządzonym ze zdjęcia lotniczego widać wyraźnie tendencję do zachowania linii prostej przez rynnę zewnętrzną. Poza tym na zdjęciu widać wyraźnie spływanie rynnę podwodnej w jej końcowym odcinku, co świadczy o osłabieniu działającego w niej prądu. Na spadek siły prądu wskazują także bardzo nierówne zbocza wałów podwodnych. Wydaje się również, że prąd wzdłużbrzegowy przy samym brzegu jest słaby. Mianowicie na końcu opisywanej strefy pierwszy wał podwodny, i jedyny w tym miejscu, występuje w pewnym oddaleniu od brzegu, a między nim i plażą pozostaje półka akumulacyjna z falami piaszczystymi na powierzchni. Obecność tych, drobnych form świadczy o względnie spokojnym środowisku sedymentacyjnym. Właśnie wspomniany wał podwodny oddziela tę przestrzeń od bezpośredniego wpływu fal i prądów postępujących z zewnątrz.

Obraz widoczny na zdjęciu lotniczym potwierdza także przypuszczenie o istnieniu najsilniejszego prądu wzdłużbrzegowego w tej strefie po zewnętrznej stronie zespołu wałów podwodnych. Bowiem od zachodu aż po wschodni kraniec strefy, zewnętrzne zbocze krańcowego wału podwodnego jest dobrze wyrównane i wyraźnie ukształtowane. Natomiast wewnętrzne zbocza, w tym miejscu gdzie są jeszcze trzy lub dwie formy, są nieregularnie urzeźbione. Zgodnie z charakterem opisanych form akumulacyjnych, strefę tę nazwano w części typologicznej strefą wałów zbieżnych.

Wracając jeszcze do spostrzeżenia o występowaniu fal piaszczystych między brzegiem, a wałem podwodnym można stwierdzić, że wniosek o względnie spokojnym środowisku sedymentacyjnym potwierdzają jeszcze inne obserwacje. Mianowicie, jak wiadomo z poprzednich rozdziałów cały, zachodni brzeg Zat. Puckiej posiada takie właśnie formy fal piaszczystych. Jednocześnie jest to część wybrzeża zupełnie odsłonięta przed wiatrami i falowaniem z kierunku W-NW-N, a działanie tych czynników z kierunku wschodniego jest poważnie osłabione przez szeroką strefę melizn na ich przedpolu.

W związku z tym można wysnuć dalszy wniosek, że stwierdzenie występowania przy brzegu pólki i fal piaszczystych świadczy o braku lub znacznym ograniczeniu intensywności warunków hydrodynamicznych w tych rejonach.

Jednocześnie, sądząc z materiałów batymetrycznych są to obszary bardzo płytkie o głębokości w granicach do 2 m. Podobna strefa ciągnie się wzdłuż całego, wewnętrznego brzegu Płw. Helskiego. Występują tam zespoły akumulacyjne form zatokowych.

Zgodnie z materiałami inwentaryzacyjnymi stwierdza się w tej strefie rozległe płycizny piaszczyste pozbawione wałów podwodnych, a obfitujące w płaskie grzędy i fale piaszczyste. Istnienie takiej właśnie rzeźby dna świadczy, że nie mogą się tu rozwijać formy wałowe z braku odpowiednich warunków hydrodynamicznych. Jedną z przyczyn jest zapewne specjalne położenie zatoki względem przeważających wiatrów co nie sprzyja powstawaniu w tym rejonie stałych i odpowiednio silnych fal i falowych prądów wzdłużbrzegowych.

W rezultacie obserwuje się na obszarze zatokowym wspomniane już płaskie formy grzędowe i faliste powstające, jak można przypuszczać w wyniku słabego falowania lub raczej rozkołysania mas wodnych. Ruchy te działają często z różnych kierunków o czym świadczy krzyżowanie się form akumulacyjnych opisane przy tak zwanych ławicach trójsystemowych.

Dalsze zagadnienie w odczytywaniu procesów dynamicznych poprzez badanie zespołów akumulacyjnych dotyczy form poprzecznych skierowanych zazwyczaj prostopadle lub skośnie do brzegu. Jak wiadomo z rozdziału inwentaryzacyjnego, spotykamy kilka rodzajów form poprzecznych, niejako różnej klasy i wagi, z których każdy świadczy o innych procesach dynamicznych zachodzących w danej strefie.

Wśród normalnych zespołów wałowych występują często drobne, poprzeczne pomosty, które spływają rynnę podwodne i łączą ze sobą sąsiednie wały podwodne. Są to grzędy piaszczyste lub poprostu spływania w dnice rynnę. Najczęściej stwierdza się je na przedłużeniu występów plaży lub przy zgrubieniach wałów podwodnych. W większości przypadków łączą one pierwszy i drugi

wał podwodny. W świetle spostrzeżeń E.N.Egorowa /81/ cytowanych w rozdz.III istnienie tego rodzaju form akumulacyjnych świadczy o występowaniu w strudze prądu lokalnych zawirowań o osi pionowej.

Na działanie innego systemu hydrodynamicznego wskazują duże grzędy lub bruzdy poprzeczne występujące przeważnie w strefach o chaotycznej akumulacji przybrzeżnej. Należy przy tym podkreślić, że rzadziej spotyka się grzędy piaszczyste sprawiające wrażenie form akumulacyjnych, natomiast przeważnie są to płaskie lub lekkie wypukłe powierzchnie oddzielające wyraźne bruzdy. Istota sprawy polega więc na tym, że konfiguracja dna powstaje w wyniku usuwania materiału i powstawania zakłębłości, a nie w wyniku akumulacji tworzącej formy wypukłe.

Obserwuje się, że omawiane formy wchodzą w skład charakterystycznych zespołów morfologicznych. Przy brzegu występują w takich przypadkach strefy o chaotycznych formach akumulacyjnych co świadczy o braku lub słabym działaniu prądu wzdłużbrzegowego. Czasami taka strefa kończy się po stronie odmorskiej niewielkim, pokrywanym wałem akumulacyjnym. Za nim pojawiają się wyraźne bruzdy lub kanały poprzeczne. Zaczynają one się przy brzegu lub na skraju wspomnianej, przybrzeżnej strefy. Jest rzeczą charakterystyczną, że omawiane zespoły form występują w zakłębłościach linii brzegowej. Obserwacje te są zgodne z poglądami wyrażanymi przez F.P.Sheparda czy A.E.Popowa cytowanymi już w rozdz.III, w omówieniu literatury światowej. Przypomnę, że autorzy ci stwierdzają iż w zakłębłościach linii brzegowej następuje spiętrzenie wody podchodzącej ku brzegowi na skutek falowania i masa ta dąży na-

stępnie do wyrównania poziomu. W rezultacie cofania się spiętrzonych mas wodnych powstaje w osi zatoczki prąd powrotny skierowany prostopadle do brzegu. Jest to tak zwany prąd rozrywający. W wyniku jego działania następuje erodowanie dna i powstawanie form wklęsłych, które zaznaczają się jako wyraźne bruzdy utrzymujące się mniej więcej w stałym położeniu. Zatem stwierdzenie na zdjęciach lotniczych poprzecznych kanałów przy jednocześnie, chaotycznym rysunku akumulacji przybrzeżnej i położenie tego zespołu w zagięciu brzegu może świadczyć o występowaniu w danej strefie stałych prądów rozrywających.

W pojedynczych przypadkach spotyka się jednak także szerokie przerwy poprzeczne w formach akumulacyjnych przy wypukłych fragmentach linii brzegowej. Brak dostatecznie dużej ilości własnych obserwacji nie pozwala na wyciągnięcie zbyt pewnych wniosków o ich genezie. Tym nie mniej, obraz dna przedstawiony na rys.45, sugeruje odchylenie prądu wzdłużbrzegowego na zewnątrz i rozmywanie płycizny zewnętrznej. Możliwość taką potwierdza mały wał piaszczysty naśladowujący kierunek prądu niosącego rumowisko. Obserwacje te aczkolwiek nie potwierdzone dodatkowymi materiałami i podane tu z zastrzeżeniem nie są sprzeczne z tezą F.P.Sheparda o prądach rozrywających zilustrowaną na rys.3.

W części inwentaryzacyjnej wspomniano niejednokrotnie o licznych, poprzecznych lub skośnych bruzdach występujących na obszarze zewnętrznych płycizn poza strefą podwodnych wałów akumulacyjnych. Bruzdy te rozpo-
-czynają się na skłonie lub u podnóża ostatniego wału podwodnego i często rozgałęziają się ku dołowi. W innych przypadkach przecinają one nawet grzbiet ostatniego wału i łączą się z jego wewnętrzną rynną. Przy -

kłady tych zjawisk ilustruje rys.46. Z obrazu zdjęć lotniczych tych form można sądzić, że są to bruzdy powstające w wyniku działania dennego prądu powrotnego, który lokalnie może się upodabniać także do prądu rozrywającego /rys.46/. Prąd powrotny wiąże się, jak wiadomo z systemem wałów podwodnych. Można przypuszczać, że jego działanie morfologiczne zaznacza się najlepiej na obszarze płycizny zewnętrznej gdyż nie ogranicza go rynna podwodna i następny wał.

Natomiast w przestrzeni międzywałowej, a więc na zboczach wałów podwodnych, obserwuje się na zdjęciach drobne bruzdy modelujące te formy akumulacyjne. Jest to zapewne wynik działania prądu powrotnego. Przypuszczenie to wynika ze spostrzeżenia, że bruzdy układają się podobnie, jak gęste strugi spływające po pochyłości gruntu i rozszerzają się w dolnej części zbocza wału podwodnego tworząc rysunek pióropuszy piaszczystych. Rozpływają się one następnie w rynnie podwodnej.

Nieco inny charakter mają bruzdy obserwowane na jednej z płytko leżących ławic piaszczystych w strefie zatokowej. Formę tę nazwano stożkową lub wachlarzową gdyż rysunek jej powierzchni przypomina wachlarz, a bruzdy są podobne do gęstych strug na stożku napływowym. Zresztą sama ławica ma też kształt zbliżony do wachlarza. Powierzchnia jej opada łagodnie od brzegu ku głębszej części zatoki, a wspomniane bruzdy rozchodzą się gęstą siecią od wierzchołka w dół. Na jednej z krawędzi płycizny bruzdy rozszerzają się, łączą w większe rynienki i oddzielają małe, piaszczyste grzbieciki, które przyjmują układ pierzasty /rys.35/. Ten rysunek na powierzchni ławicy oraz cały jej kształt świadczy o działaniu na jej powierzchni słabych prądów den-

nych skierowanych zgodnie z pochyłością dna. Zgodnie z tym nachyleniem przesuwają się też zapewne drobny materiał piaszczysty. O niewielkiej sile prądu dennego świadczy fakt że tworzone przez nie formy są bardzo niskie. Być może występuje tu nawet połączone działanie ruchu wody i przesuwanie się materiału grawitacyjnie po pochyłości dna, aczkolwiek nachylenie powierzchni jest niewielkie. Są to zatem swego rodzaju bruzdy spływowe.

Podobne procesy dynamiczne ale, jak się wydaje z wyraźną przewagą czynnika spływu i grawitacji zazwyczaj mają miejsce w obrębie wałowych systemów akumulacyjnych. W strefach ujściowych, a więc tam gdzie występują dodatkowe ilości materiału wynoszonego przez rzeki oraz przy dobrze rozbudowanych wałach podwodnych, spotyka się często charakterystyczne urzeźbienie zboczy tych form akumulacyjnych. Polega ono na istnieniu sieci krótkich, a gęsto rozmieszczonych bruzd rozcinających zbocznie wału podwodnego w sposób podobny do zjawisk erozji gleb znanych ze stref krawędziowych w obszarach lessowych. Między bruzdami są rozmieszczone małe grzbieciki dobrze rozpoznawalne pod stereoskopem. W zespole tych form obserwuje się też małe obsunięcia lub obrywy. Jest bardzo znamienne, że opisane zjawiska notuje się w tych miejscach gdzie wałom podwodnym o względnie stromych zboczach towarzyszą wyraźne i głębokie rynny. Wydaje się więc, że czynnik odpowiednio dużej amplitudy wysokości odgrywa istotną rolę w powstawaniu omówionych form. Potwierdzałoby to przypuszczenie o ich spływowo osuwiskowej genezie.

W tej części opracowania można jeszcze omówić znaczenie bruzd ujawnianych w głębszych częściach dna

przy pomocy zdjęć lotniczych ze strefą odbłasku. Z rys. 41a omówionego już w rozdz. VII wynika, że duże bruzdy poprzeczne pojawiają się masowo poza strefą wałów akumulacyjnych i ciągną się daleko w morze. Granica tych dwóch zespołów form rzeźby dna może być więc także granicą działania różnych procesów hydrodynamicznych. Przypomnę iż w rozdz. VII wskazano, iż być może omawiane bruzdy powstają na skutek ruchu wody działającej przy dnie zgodnie z nachyleniem skłonu podwodnego. Byłyby to więc przynajmniej częściowo bruzdy spływowe. Ich obecność może świadczyć także o tym, że w danej strefie średnie falowanie formujące wały podwodne nie sięga już dna.

5. Zmienność form i zespołów akumulacyjnych

Problem zmienności piaszczystych form podwodnych można rozpatrywać w dwu aspektach. Jedno zagadnienie dotyczy przestrzennej zmiany charakteru zespołów akumulacyjnych na różnych odcinkach wybrzeża. Drugi natomiast problem polega na ustaleniu stopnia i tendencji zmian tych samych form w określonym czasie. Pierwsze zagadnienie zostało przedstawione zasadniczo w części inwentaryzacyjnej i w zestawieniu typologicznym. W tym, drugim rozdziale wskazano też częściowo przyczyny zmienności przestrzennej. Do spraw tych powrócę jeszcze w ogólnym podsumowaniu wyników pracy.

W tym miejscu natomiast przedstawię próbę określenia ewolucji form podwodnych. Jak w całej pracy i w tym przypadku podstawowym materiałem analitycznym są zdjęcia lotnicze tych samych odcinków strefy przybrzeżnej pochodzące z różnych okresów. Jak wspomniano w rozdziale IV są to serie zdjęć z dwu, kolejnych lat i

trzecia wykonana po pięciu latach. Ich analiza daje więc podstawy do wypowiedzenia sądów o trwałości lub zmienności badanych form.

Materiały jakimi dysponowano pozwalają na przeanalizowanie zmian zachodzących w dziesięciu różnych typach zespołów akumulacyjnych. Jest to co prawda połowa pełnej liczby typów ale tym nie mniej są to zasadnicze grupy reprezentujące zespoły form otwartego morza i strefy zatokowej.

Pierwsze obserwacje dotyczą zespołów wielowałowych dobrze rozwiniętych o formach prostych, to jest form grupy I.

Na pierwszym z analizowanych odcinków wybrzeża o długości 1.000 m, w okresie wyjściowym stwierdzono istnienie plaży o lekko falistej linii oraz trzech wałów podwodnych o prostych i wyraźnych grzbietach. Zbocza wałów są szerokie i pocięte licznymi bruzdami co daje w efekcie rysunek pierzasty. Poza trzecim wałem podwodnym widać na zdjęciu amorficzną płyciznę zewnętrzną.

W następnym roku zanotowano następujące zmiany. Tylko w kilku punktach zasięg plaży pozostał bez zmian ale na ogół cofnęła się ona od 5 do 25 m. Na miejscu cofniętego wybrzeża powstała strefa piaszczysta pierwszego wału podwodnego bez wyraźnej linii grzbietowej, aczkolwiek kulminacja tej formy utrzymuje się w tym samym miejscu co wał podwodny w poprzednim roku.

Drugi wał podwodny pozostał zasadniczo w tym samym miejscu. Tylko w pojedynczych przypadkach jego grzbiet oddalił się na około 10 m. Zmienił się natomiast jego kształt. Wał podwodny zwęził się i znikły bruzdy rozcinające zbocza.

Istotniejsza zmiana zaznaczyła się w trzecim wale

podwodnym. W zachodniej części analizowanego odcinka pozostał on na dawnym miejscu, a na wschodzie odalił się od brzegu o 60 m. Natomiast na jego miejscu pozostał w tej części niższy i niższy wał podwodny. W związku z tym występują tu już 4 wały podwodne.

Jeszcze dalej idące zmiany powstały na obszarze płycizny zewnętrznej. W miejscu drobnych zagłębień zarysowała się wyraźna i ciągła rynna, za którą słabo zaznaczył się nowy, piąty wał podwodny, który także od zewnątrz jest ograniczony rynną.

Jak widać z rys.47 i z przytoczonych opisów, w ciągu roku zmieniły się szczegóły rzeźby podwodnej ale ogólny jej styl pozostał podobny.

Natomiast po dalszych pięciu latach największe zmiany zanotowano w zarysie plaży i przebiegu pierwszego wału podwodnego. W zachodniej części badanego odcinka nastąpił awans plaży na około 40 m i jej brzeg znalazł się w miejscu pierwszego wału podwodnego z lat poprzednich. Wał ten występuje teraz na przedłużeniu tego odcinka w sektorze wschodnim co dobrze widać na rys.47.

We wschodniej części natomiast nastąpiło dalsze cofnięcie plaży o 15-20 m. W tej samej części pierwszy wał podwodny pozostał zasadniczo na dawnym miejscu ale jego odległość od brzegu zwiększyła się dzięki cofnięciu linii plaży. Natomiast w zachodnim sektorze aktualny pierwszy wał podwodny zajął miejsce drugiego wału na skutek awansu plaży. Należy także podkreślić, że i tu leży on dalej od brzegu niż w poprzednich latach.

Drugi wał podwodny zachował prostolinijny zarys i wyraźną formę. Odsunął się on jeszcze nieco od brzegu i swoich poprzednich pozycji o około 20 m.

Bardzo słabo zaznacza się w ostatnim okresie trze-

ci wał podwodny. Zamiast niego, w zachodniej części omawianego odcinka występuje łukowata forma akumulacyjna występująca w nieco dalszej pozycji. Nie widać także dalszych wałów podwodnych ale może to wynikać z nieodpowiedniej jakości fotograficznej obrazu zdjęcia lotniczego. Przyjmując jednak istnienie tylko trzech wałów widocznych na zdjęciu można uznać, że nastąpił tu powrót do schematu wyjściowego aczkolwiek ze zmianą odległości form akumulacyjnych.

W innej strefie, również w zespole wielowałowym obserwowano następującą ewolucję form podwodnych i ich układu.

Zaczynając analizę zdjęć lotniczych od linii plaży stwierdzamy, że w ciągu jednego roku cofnęła się ona o 10 do 20 m na badanym odcinku, a pierwotnie wyrównany zarys linii brzegowej uległ nieregularnemu pofalowaniu. Zależność tych zjawisk została wykazana już poprzednio. Po następnych pięciu latach widać powrót linii brzegowej na poprzednie miejsce, a nawet dalszy awans o 30 m. Uwzględniając poprzednie zniszczenie można stwierdzić, że nastąpił w tym okresie przyrost o 50-60 m. Plaża znalazła się więc na linii dawnego, pierwszego wału podwodnego i zarys jej wyrównał się.

W pierwszym okresie obserwacyjnym, pierwszy wał podwodny zmienił się z prostej i wąskiej formy w strefę akumulacyjną bez wyraźnego grzbietu, obfitującą w zjawiska turbulencyjne. Widać w tym także prawidłowość związaną z cofaniem się plaży. Po pięciu latach stwierdzono, że przybrzeżna strefa akumulacyjna wyrównała swój zarys i przekształciła się ponownie w formę wału.

Interesujące jest spostrzeżenie, że aczkolwiek pier-

wszy wał podwodny przesunął się w morze w stosunku do jego pozycji z poprzednich lat, tym nie mniej zachował taką samą odległość od brzegu, jak poprzednio, przesu- wając się jednocześnie z awansem plaży. Oznaczałoby to, że odległość ta jest wykładnikiem jakichś, określonych warunków hydrodynamicznych.

Drugi wał podwodny, w pierwszym okresie obserwa- cyjnym odsunął się o 20 m od brzegu w zachodniej częś- ci badanego odcinka, a w pozostałych punktach pozostał na miejscu. W tym samym położeniu zanotowano go w pięć lat później. Zmienił się natomiast nieco zarys tej for- my. W okresie cofania plaży i zmiany pierwszego wału podwodnego także drugi wał przybrał mniej regularną po- stać.

Trzeci wał podwodny w całym okresie obserwacyjnym zachował prostą i zwartą formę ale zmienił nieznac- nie położenie. W ciągu roku oddalił się o 25 m od po- przedniej swojej pozycji ale tylko na zachodnim krań- cu badanego odcinka. Powtórzył się tu zatem ruch wyko- nany przez drugi wał podwodny. Natomiast na trzecim zdję- ciu notuje się przesunięcie całej formy ku morzu. Na od- cinku środkowym i wschodnim jest to przesunięcie rzę- du 10-20 m. W części zachodniej natomiast zmiana poło- żenia wynosi aż 50 m.

Czwarty wał podwodny we wszystkich okresach utrzy- muje prostą i wyraźną linię. Podobnie, jak poprzed- nie formy odsuwa się on od brzegu przy czym znowu naj- większe odchylenie notuje się w zachodniej części tej strefy. Przesunięcie w tym miejscu wyniosło 60 m, pod- czas gdy na pozostałych odcinkach o połowę mniej. Tę pozycję czwartego wału podwodnego zanotowano także po pięciu latach.

Interesujące jest spostrzeżenie, że w rozszerzającej się rynnicy podwodnej, między trzecim i czwartym wałem zaczęły powstawać spłycaenia imitujące dodatkowy, nieregularny wał podwodny. Na późniejszych zdjęciach forma ta znowu zanikła.

W podsumowaniu przytoczonych obserwacji można stwierdzić, że w całym okresie porównawczym zachodziły drobne zmiany form akumulacyjnych ale, jak i w poprzednim przypadku ogólny schemat układu całego zespołu został zachowany. Zmieniły się tylko odstępy między poszczególnymi wałami podwodnymi, a na pierwszy plan wybija się stała tendencja rozszerzania tych odległości w zachodniej części opisywanego odcinka. Sytuację tę ilustruje rys.42. Nie przeanalizowano w omawianym przypadku rzeźby poza czwartym wałem podwodnym, gdyż zaznacza się ona wyraźnie tylko na jednej serii zdjęć.

Wśród grupy IV, to jest dwu lub trzywałowych systemów prostych z turbulencyjną strefą przybrzeżną spotykamy przykład poważnych zmian układu akumulacyjnych form podwodnych. Badany odcinek stanowi fragment wypukłego łuku wybrzeża.

Na początku okresu porównawczego występuje tam prawie prostolinijna plaża z kilkoma, małymi zakłębłościami w środkowej części analizowanego odcinka. W części podwodnej występuje pierwszy wał podwodny o prostym i zwartym grzbiecie i o zboczach z licznymi bruzdami układającymi się w rysunek pierzasty. Jest charakterystyczne, że wał ten reaguje z opóźnieniem na zakręt linii brzegowej i od miejsca jej przegięcia oddala się znacznie od brzegu. Jednocześnie drugi wał podwodny również oddala się od brzegu ale schodkową

linią łamaną. Jest on bardzo wyraźny ale zbocza posiada chaotycznie urzeźbione. Dzięki schodkowemu zarysowi, jego poszczególne odcinki leżą w różnej odległości od brzegu i pierwszego wału podwodnego. W najszerszym miejscu rynny oddzielającej obydwie wały widać podłużne spływanie dzielące na pół to obniżenie. Leży ono w przedłużeniu poprzedniego odcinka drugiego wału podwodnego.

Na zdjęciu lotniczym z następnego roku widać cofnięcie plaży na około 10 m na zachodnim krańcu badanego odcinka. Dzięki temu załamanie linii plaży przesunęło się na wschód i postępując 300 m w tym kierunku, brzeg został nadbudowany o 25 m. Stało się to prawdopodobnie częściowo kosztem wspomnianej wyrwy. Dalej jednak obserwuje się znowu cofanie plaży w granicach 10-20 m.

Opisane zjawisko odbija się w morfologii podwodnej. Zgodnie z zaobserwowaną prawidłowością, przy cofaniu brzegu następuje deformacja i niszczenie pierwszego wału podwodnego. Widać to właśnie na zdjęciach z drugiej serii. Na zachodnim odcinku wał ten zanika zupełnie, a w pozostałej części zostaje na dawnym miejscu ale w niskiej i porozrywanej formie. Dzieje się tak zapewne dlatego, że zajmuje on tam już drugą pozycję. Na zdjęciu widać bowiem, że od świeżo nadbudowanego występu brzegu rozpoczyna się nowy, pierwszy wał podwodny. Rozwija się on przy cofniętym, dalszym odcinku wybrzeża, dokładnie w miejscu poprzedniej linii plaży.

Na tym samym odcinku pojawia się także trzeci wał podwodny wykrystalizowujący się z chaotycznych form sektora zachodniego. Leży on w miejscu gdzie poprzednio występowało wspomniane spływanie rynny podwodnej.

Natomiast w kierunku zachodnim istniejąca poprzednio forma wałowa zanikła.

Wreszcie ostatni, czwarty wał podwodny istnieje w tym samym miejscu, co w poprzednim okresie najdalej odsunięty od brzegu odcinek drugiego wału podwodnego. Zmiana kolejności nastąpiła w związku z pojawieniem się na tym odcinku nowego, pierwszego i trzeciego wału.

W następnym okresie obserwacyjnym zanotowano dalsze zmiany. Cała zachodnia połowa plaży przybiera linię schodkowo falistą. Na tym odcinku postępuje też dalsze, nieznaczne cofanie brzegu. Natomiast we wschodniej części utrzymuje on swoją pozycję, a nawet awansuje w stosunku do obydwu, poprzednich okresów. W części podwodnej, przy cofniętym odcinku wybrzeża powstał znowu pierwszy wał podwodny, w pozycji zbliżonej do okresu wyjściowego. Przy wschodniej części omawianego odcinka staje się on drugim wałem gdyż przy brzegu istnieje tu nadal nowy, pierwszy wał podwodny, który rozwinął się w drugim okresie obserwacyjnym.

Przemodelowaniu uległa też strefa trzeciego i czwartego wału podwodnego. Zamiast tych form powstały tu nieregularne zespoły akumulacyjne tworzące obszar skośnych płycizn, często o nieregularnych zarysach. W zachodniej części badanego odcinka można zauważyć powrót do tendencji formowania schodkowych zarysów przez utwory akumulacyjne. Omówione zmiany ilustruje rys.30.

Kolejny przykład dotyczy zespołów girlandowo turbulencyjnych i falistych zaliczanych do VI grupy typologicznej. W tym przypadku dysponowano tylko dwoma seriami zdjęć lotniczych wykonanych w odstępie pięciu lat.

W okresie wyjściowym plaża posiadała zarys bardzo falisty charakteryzujący się licznymi, drobnymi zatoczkami. Podobny obraz stwierdzono po pięciu latach chociaż na poszczególnych odcinkach nastąpiły przesunięcia in plus lub in minus w granicach nawet do 25 - 30 m.

Nie zmienił się też charakter akumulacji przybrzeżnej. W obydwu okresach widać na zdjęciach turbulencyjną strefę pierwszego wału podwodnego bez wyraźnego grzbietu. Podobnie, jak w przypadku plaży, ogólny zarys i zasięg tej formy pozostał podobny. Zmieniły się tylko szczegóły. To samo dotyczy drugiego wału podwodnego i strefy zewnętrznej. Sytuację tę ilustruje rys.48.

Z kolei przedstawię przykłady zmian morfologicznych w strefach ujściowych zaliczonych do grupy X i XI.

Na jednym z badanych odcinków otwartego wybrzeża stwierdzono w okresie pięcioletnim niewielkie zmiany zarysu plaży i poszerzenie jednego fragmentu pierwszego wału podwodnego. Następne formy akumulacyjne, to jest wały drugi i trzeci pozostały na dawnym miejscu z tym że ich zarys wyrównał się, zwłaszcza w zachodniej części strefy.

Istotniejsza zmiana zaznaczyła się na dalszej pozycji. W okresie wyjściowym, poza trzecim wałem podwodnym istniała rozległa płyčina o nieregularnej rzeźbie. Po pięciu latach widać powstanie tam czwartego wału podwodnego. Jest on wprawdzie szeroki i ze skłabo wyrażonym grzbietem ale jest zupełnie wyraźny, długi i prostoliniowy.

Za nim widać na zdjęciu następną, wypukłą formę przypominającą wał akumulacyjny ale mniej wyraźną. Leży ona w miejscu gdzie w poprzednim okresie notowano wał

podwodny o łukowatym zarysie.

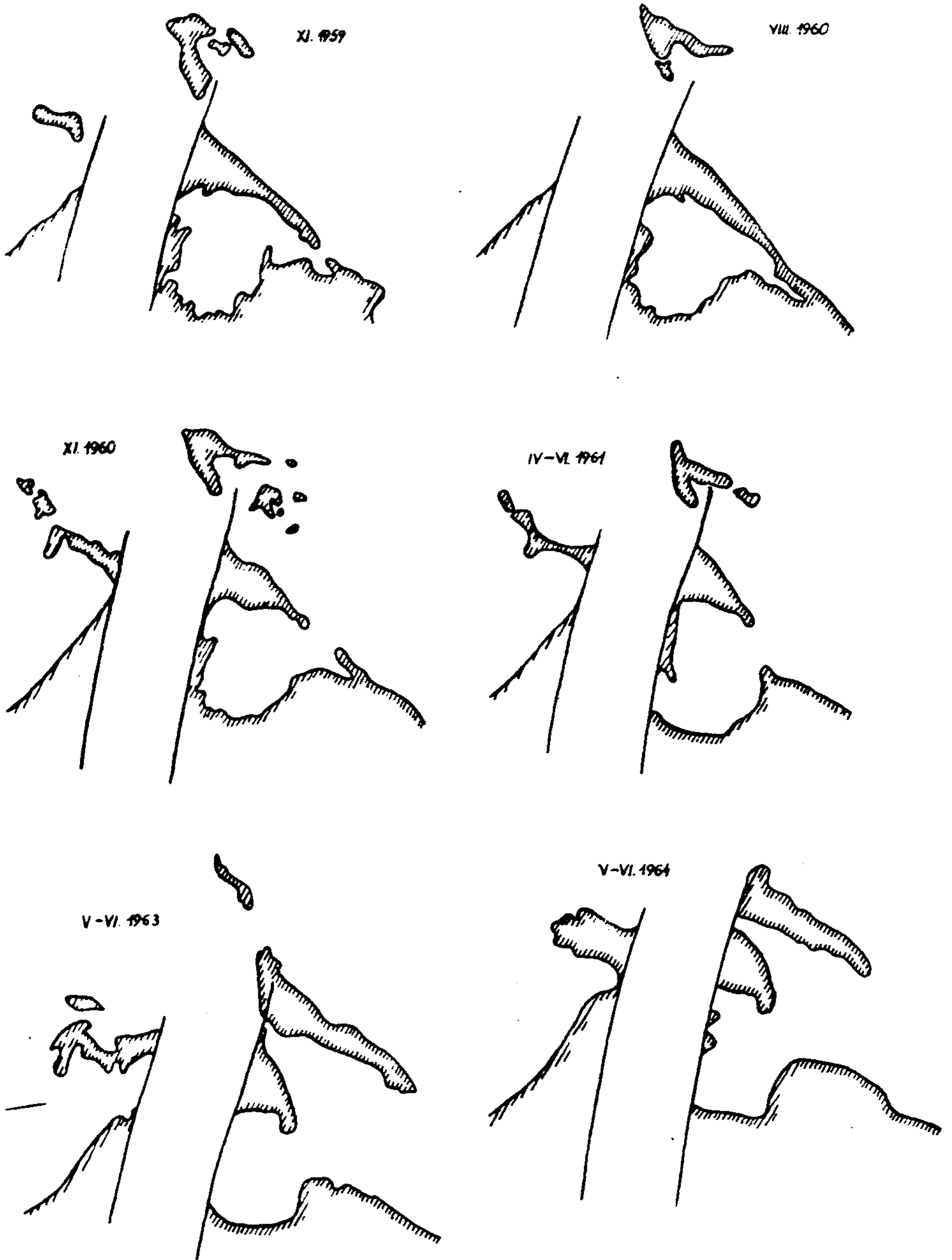
Z przytoczonych obserwacji wynika, że w tej strefie ujściowej zmiany w morfologii dna zaznaczają się najbardziej w większej odległości od brzegu, poza zasięgiem falochronu obramowującego ujście rzeki. Jest to być może właśnie wynik działania tej budowli oraz zmian intensywności nurtu rzeki współdziałającej niewątpliwie w kształtowaniu rzeźby podwodnej w sąsiedztwie ujścia.

Inny typ strefy ujściowej i jedynv w swoim rodzaju na naszym wybrzeżu reprezentuje ujście Przekopu Wisły. Z tego rejonu dysponujemy zdjęciami lotniczymi wykonanymi w odstępie pięciu lat oraz pomiarami linii brzegowej przeprowadzanymi sześciokrotnie w tym samym, pięcioletnim okresie.

Z porównania tych materiałów wynika, że zmiany linii brzegowej i akumulacyjnych form podwodnych są tu bardzo duże i bardzo szybkie. Mielizny i wysepki piaszczyste pojawiają się i znikają lub zamieniają się miejscami i zmieniają swoje zarysy z miesiąca na miesiąc.

Tak samo nietrwała jest linia brzegowa. Wystarczy powiedzieć, że w okresie półtora roku mierzenia odzielająca od morza niewielką przestrzeń wodną zmieniła się cztery razy. W związku z tym dwa razy powstało jezioro przybrzeżne, a dwa razy mała zatoka.

Ze względu na permanentną zmienność form w tym rejonie nie wydaje się celowe ich szczegółowo omawianie. Zakres i szybkość przemian we wszystkich okresach, z jakich posiadano materiały przedstawiono na rys.49. Załączony przykład rotograficzny ilustruje dwie, krótkotrwałe fazy morfologicznego rozwoju oma -



Rys.49. Zmiany zarysu linii brzegowej u ujścia Przekopu Wisły

wianego odcinka. Jak widać na rys.50, po okresie istnienia jeziora przybrzeżnego nastąpiło zniszczenie mierzei, a obecnie zarysowuje się tendencja narastania drugiej kosy bardziej oddalonej od brzegu. Trudno jednak przewidzieć dalszy rozwój przeobrażeń.

Interesujące jest też porównanie zarysu form akumulacyjnych w strefie zatokowej na zdjęciach lotniczych wykonanych w odstępie pięcioletnim. Dysponujemy trzema przykładami.

Jeden z nich pochodzi z obszaru akumulacyjnych półek grubofalistrych. Jest to jednocześnie rejon długiego cypla piaszczystego, który przechodzi różne zmiany rozwojowe.

W obydwu okresach linia plaży posiadała zarys drobnofalistry i zasięg jej zasadniczo się nie zmienił. Jedynie większy występ brzegu znajdujący się w okolicy końca cypla przesunął się jeszcze bardziej ku jego wierzchołkowi. Zmiana położenia dokonała się w granicach 80 m.

Od końca cypla ciągnęła się w pierwszym okresie w stronę morza wąska mierzeja w formie prawie prostego wału długości 1.200 m. W następnym okresie nad wodą pozostał tylko 150 metrowy odcinek mierzei, a reszta przekształciła się w obniżony wał podwodny. Zmienił on także swój zarys wyginając się lekko w dwóch miejscach i odchylił się ku zachodowi, przy ogólnym południkowym przebiegu.

Tej formie, jak też odcinkowi stałego lądu towarzyszyła od wschodu półka akumulacyjna z kilkoma dużymi falami piaszczystymi na powierzchni. Jej zewnętrzny zarys był lekko falisty.

Po pięciu latach zaobserwowano zwężenie półki na

około 20-30 m na odcinku stałego lądu, a do 70 m na odcinku mierzei, a w późniejszym przypadku wału podwodnego. Jednocześnie jej zarys stał się bardziej fałisty.

W drugim okresie porównawczym stwierdzono także wyraźne oddzielenie się wału podwodnego, stanowiącego przedłużenie cypla, od systemu fal piaszczystych. Poprzednio formy te były połączone bardzo płytką mierznią. Sądząc z obrazu zdjęcia lotniczego, na tym lekko pogłębionym obszarze wystąpiła też miejscami roślinność podwodna.

W podsumowaniu przytoczonych obserwacji można stwierdzić, że aczkolwiek ogólny styl całego zespołu akumulacyjnego zachował się w tym rejonie, to pojedyncze formy zmieniły swój zarys lub położenie. Omówioną sytuację ilustruje rys.51.

Drugi przykład ze strefy zatokowej obejmuje szerokie ławice piaszczyste. Ze względu na skomplikowany i często chaotyczny rysunek ich powierzchni nie będziemy tu przytaczać szczegółów. Z porównania obrazu zdjęć lotniczych wynika, że wszystkie zasadnicze formy rzeźby podwodnej pozostały na dawnym miejscu. Zmieniły się jedynie i to bardzo nieznacznie, drobne fałdy czy fale piaszczyste na powierzchni ławic. Znaczyło się też formowanie wtórnych, małych i nieforemnych przyczyn na powierzchni ławicy i w sąsiadującym z nią obniżeniu. Nie zmienia to jednak zasadniczego stylu rzeźby podwodnej w tym obszarze. Widać to zresztą wyraźnie na rys.35.

Trzeci fragment dotyczy deltowego ujścia małej rzeki. W ciągu pięciu lat zaszły tu następujące zmiany morfologiczne. W północnej części omawianego od -

cinka rozwinęła się mała, piaszczysta kosa wyciągnięta ku południowi. Jej położenie wskazuje więc na kierunek ruchu rumowiska w tym rejonie pozbawionym zasadniczo silniejszych prądów. Długość kosi wynosi 70 m. Jednocześnie na tej samej linii obserwujemy rozmycie wąskiego skrawka plaży szerokości 10-15 m i powstanie przy brzegu zagłębienia, które poprzednio było wypełnione osadem piaszczystym.

W samym ujściu został także rozmyty pas piaszczystego brzegu szerokości 20 m., Dzięki temu poszerzyło się jedno z ramion rzeki, już na końcowym odcinku delty w części podwodnej.

Półwysep utworzony przez narastającą z biegiem czasu deltę jest otoczony pasem osadów rzeczno morskich. Te utwory w ciągu pięcioletniego okresu porównawczego także uległy częściowej degradacji i ich zasięg zmniejszył się o 10 do 20 m.

Można zatem stwierdzić, że na omawianym terenie zaznaczyła się tendencja rozmywania brzegu i osadów przybrzeżnych ale, jak i w poprzednich przypadkach nie wpłynęło to na ogólny obraz brzegu i dna. /rys.40/.

W trakcie prac inwentaryzacyjnych porównywano obraz fotograficzny dna z materiałami batymetrycznymi. Stwierdzono co prawda tylko jeden przypadek ścisłej korelacji, tym nie mniej bardzo charakterystyczny. Mianowicie wał podwodny, dobrze widoczny na zdjęciu lotniczym zbliża się stopniowo do brzegu, a następnie gwałtownie oddala się tworząc załamanie w formie stopnia. Przesunięcie to jest duże, w granicach 200 m. To załamanie naśladuje izobata wykreślona na mapie w tym samym miejscu gdzie stwierdzono na zdjęciu lotniczym wspomniany wał podwodny. Sugerowałoby to dużą trwałość

tej formy akumulacyjnej gdyż mapa została wydana ośmiem lat przed wykonaniem omawianego zdjęcia lotniczego, a materiały do jej opracowania były na pewno jeszcze starsze. Niestety nie ma dla tego przypadku kolejnych zdjęć fotograficznych z różnych lat.

Oczywiście ten jeden fragment może być zupełnie przypadkowy ale w dalszych opracowaniach należy poszukiwać większej ilości takich odcinków oraz sprawdzać je wykonując odpowiednie serie zdjęć lotniczych.

W podsumowaniu tej części rozdziału można stwierdzić, że przeobrażenia form akumulacyjnych zachodzą w większej mierze na otwartym wybrzeżu niż w strefie zatokowej ale i w tym drugim przypadku są one wyraźnie widoczne. Zmiany dotyczą zarówno plaży, jak i form podwodnych przy czym zmiana ich zasięgu dokonuje się w granicach od kilkunastu do 60 m. Te większe zmiany obserwuje się na otwartym wybrzeżu.

Pomimo stwierdzonych przeobrażeń form akumulacyjnych obserwuje się dużą stałość ogólnego układu zespołów form na poszczególnych odcinkach wybrzeża. W pracy tej zaznacza się jednak pewien brak polegający na tym, że zbiegiem okoliczności dysponowano jedynie materiałami porównawczymi w obrębie pojedynczych stref akumulacyjnych wydzielonych w trakcie inwentaryzacji. Interesujące natomiast byłoby także porównanie zmian i przesunięć granic między strefami. Badania takie zostaną przeprowadzone w miarę zgromadzenia odpowiednich zdjęć lotniczych.

IX. WNIOSKI KOŃCOWE

Po dokonaniu przeglądu materiałów przedstawionych w poprzednich rozdziałach można odpowiedzieć na postawione na wstępie pytanie dotyczące stopnia użyteczności zdjęć lotniczych w badaniach geomorfologicznych strefy przybrzeżnej polskiego Bałtyku, a także sformułować wnioski geograficzno regionalne omawiające nie tylko rozmieszczenie przybrzeżnych form podwodnych ale wskazujące na procesy dynamiczne działające w poszczególnych strefach.

1. Okazało się, że pomimo względnie słabej przejrzystości wód przybrzeżnych na Bałtyku obraz form podwodnych na zdjęciach lotniczych jest wystarczająco wyraźny aby można było rozpoznać rzeźbę dna nawet w drobniejszych szczegółach, określonych w części opisowej jako elementy rzeźby drugiego rzędu. Na większości zdjęć, jakimi dysponowano, dno było widoczne do odległości około 1.500 m od brzegu. Z danych batymetrycznych wynika, że w tej odległości występują głębokości w granicach od 8-10 m do 12-15 m przy wybrzeżu otwartym i w granicach od 2 do 10 m na obszarze zatokowym.

Stwierdzono także, że zdjęcia lotnicze, jeżeli mają służyć do kartowania i interpretacji form podwodnych powinny być w podziałce nie mniejszej niż 1:10.000. Przy drobniejszych podziałkach szczegóły rzeźby isto-

tne dla wnioskowania o procesach dynamicznych przestają być widoczne.

2. Przypomnę tu, że poszukując możliwości odczytywania konfiguracji dna w głębszych częściach strefy przybrzeżnej stwierdzono, iż dobre rezultaty w tym względzie można osiągnąć wykorzystując zdjęcia lotnicze ze strefą odblasku, uważane dotychczas za nieprzydatne do interpretacji rzeźby podwodnej. Tak samo drobne i niewyraźne formy o słabych kontrastach fotonu stały się lepiej rozpoznawalne, dzięki przystosowaniu do odczytywania morfologii dna metody mikrofotometrycznego pomiaru głębokości.

Opierając się zatem na dotychczasowych doświadczeniach można stwierdzić, że jedynie zastosowanie zdjęć lotniczych w badaniach strefy przybrzeżnej umożliwia uzyskanie przestrzennego obrazu form i zjawisk występujących na tym obszarze.

W rezultacie możliwie najpełniejszego wykorzystania obrazu zdjęć lotniczych, między innymi przy pomocy wprowadzonych doświadczalnie innowacji do metod odczytywania, uzyskano materiał, który pozwolił na wyciągnięcie szeregu wniosków geomorfologicznych i geograficzno-regionalnych.

3. W pierwszym rzędzie można było przeprowadzić inwentaryzację form podwodnych. Z zebranych w ten sposób materiałów wynika, że wzdłuż badanego wybrzeża występują piaszczyste formy akumulacyjne. Stąd dalszy wniosek, że w budowie geologicznej tej strefy przeważa piasek pomimo występowania znacznej ilości żwirów lub nawet dużych głazów, które są zaznaczone na przykład na mapach Atlasu Rybackiego /87/. Można by sformułować to spostrzeżenie także w ten sposób, że niezależnie od charakteru dna jest tam zawsze wystarcza-

jąca ilość piasku i drobnych żwirów aby mogły z nich powstać wyraźne formy akumulacyjne.

4. Materiały przedstawione w inwentaryzacji dowodzą, że wśród wydzielonych wzdłuż polskiego wybrzeża form podwodnych wyróżnia się dwie, duże grupy typologiczne, a mianowicie formy wybrzeża otwartego i formy strefy zatokowej. Pierwsze z nich to w większości zespoły wałowe różnych odmian. Drugie natomiast reprezentują szerokie płycizny i półki akumulacyjne z falami piaszczystymi. To zróżnicowanie jest wyrazem działania innych układów hydrodynamicznych kształtujących rzeźbę dna w obu tych rejonach.

5. Wydzielenie aż 85 stref morfologicznych świadczy o dużym zróżnicowaniu lokalnych warunków kształtowania rzeźby dna na poszczególnych odcinkach. Obserwuje się przy tym, że najbardziej jednorodne w tej dużej mozaice są długie i zwarte strefy akumulacyjne w rejonie środkowego wybrzeża.

W poprzednich rozdziałach stwierdzono, że zasadniczą przyczyną zmian zespołów akumulacyjnych leży, jak się wydaje w zmienności poziomego zarysu linii brzegowej. Przypomnę tu, że w większości obserwowanych przypadków granica między sąsiednimi strefami przypada w miejscu załamania kierunku brzegu. Natomiast nie stwierdzono aby na obraz form przybrzeżnych wpływał profil poprzeczny lądowej części wybrzeża. Morfologiczne strefy akumulacji podwodnej przebiegają bowiem niezależnie od granic między klifami i niskimi odcinkami wybrzeża.

6. Obserwacje te uzupełniają jeszcze inne spostrzeżenia. Przypomnimy mianowicie, że zmiana charakteru zespołów akumulacyjnych i zmiana stopnia wykształcenia pojedynczych form zaznacza się wyraźnie na wschód od

załamania kierunku biegu wybrzeża na Rozewiu. Podobnie, na wschód od Zat. Gdańskiej formy podwodne są gorzej widoczne i gorzej wykształcone niż na pozostałych odcinkach otwartego wybrzeża.

Wypływa stąd ogólny wniosek, że usytuowanie wybrzeża względem przeważających wiatrów i kierunków falowania jest istotnym czynnikiem wpływającym na typ akumulacyjnej rzeźby podwodnej. Zgodnie z tym cały pas strefy przybrzeżnej wystawionej na działanie tych sił z kierunków W-NW charakteryzuje się dobrze rozwiniętymi systemami wielowałowymi. Natomiast obszar wschodni, zasłonięty do pewnego stopnia przed tymi wpływami posiada o wiele gorzej rozwinięte formy wałowe. Zarysowuje się w ten sposób wyraźny podział na dwie, duże strefy z granicą na linii Rozewia. Z tych rozważań należy oczywiście wyłączyć strefę zatokową, jako zupełnie odrębną.

7. Na tym tle interesujące jest także spostrzeżenie o narastaniu form wałowych z zachodu na wschód. Jak wspomniano w rozdz. VII, obserwuje się bowiem, postępując od Świnoujścia do Rozewia coraz to większą ilość wałów podwodnych w poszczególnych strefach, coraz lepiej rozwiniętych. Przy czym wyraźniejsza zmiana zaznacza się na wschód od Darłówka.

8. Dochodzimy w ten sposób do ważnego, a wciąż dyskutowanego zagadnienia kierunku ruchu rumowiska przybrzeżnego u polskich wybrzeży Bałtyku. Na wschodnim odcinku problem ten jest jasny, a sprawę rozstrzygają jednoznacznie duże mierzaje narastające na wschód.

Natomiast na zachód od Kołobrzegu niektórzy autorzy dopatrują się ruchu rumowiska w kierunku zachod -

nim. Uważa się przy tym, że rejon dywergencji prądów przybrzeżnych znajduje się w Zat.Koszalińskiej. O możliwości istnienia dwukierunkowego potoku rumowiska w tej strefie wspomina P.Słomiątko /97/ w oparciu o badania parametrów falowania. Podobnie M.Jahnowa /34/ stwierdza przesuwanie żwirów plażowych na zachód wzdłuż wybrzeży Wolina. W stosunku jednak do pozostałych odcinków wybrzeża w zachodniej części nie wypowiada ta autorka zdecydowanych poglądów. Widzi bowiem albo dwukierunkowość ruchu albo brak wyraźnych dowodów określonego kierunku przesuwania rumowiska. Również W.P. Zenkiewicz /119/ twierdzi, że od Zat.Koszalińskiej lub od rejonu Kołobrzegu przeważa ruch rumowiska przybrzeżnego skierowany na zachód. Dowodem ma tu być, między innymi mierzeja w Dziwnowie, gdzie W.P.Zenkiewicz dostrzega zarysy wałów brzegowych wskazujących na akumulację postępującą od wschodu. Według niego przyczyną tego zjawiska jest zasłonięcie zachodniego odcinka naszego wybrzeża od wpływu wiatrów zachodnich przez wyspy Rugię i Uznam.

Porównując te wypowiedzi z własnymi materiałami można stwierdzić, że właśnie Zat.Koszalińskiej na wschód występuje większa ilość wałów podwodnych i są one lepiej rozbudowane. Zjawisko to mogłoby więc sugerować rozdział warunków hydrodynamicznych w tym obszarze na dwa rodzaje o przeciwstawnych tendencjach kierunkowych i formowanie mniejszych zespołów wałów w kierunku zachodnim.

Z drugiej jednak strony nie musi to być wcale dowód popierający tę tezę. Można bowiem przypuścić, że szczególne narastanie masy akumulacyjnej na wschód od Darłówka wiąże się ze wzmożoną dostawą rumowiska in -

tensywnie wynoszonego z Zat.Koszalińskiej. Brzeg na tym odcinku jest bowiem tak usytuowany w stosunku do przeważających kierunków wiatrów, że występują tam silnie prądy wzdłużbrzegowe i znaczna abrazja. O tym, że tak jest w rzeczywistości świadczy obraz strefy przybrzeżnej tych odcinków na zdjęciach lotniczych. Obserwuje się mianowicie nierówną linię plaży, liczne formy turbulencyjne przy brzegu oraz wyraźną rynnę za drugim wałem podwodnym. Jak wykazano w poprzednich rozdziałach są to symptomy działalności abrazyjnej morza. Potwierdzałyby to także spostrzeżenia E.N.Egorowa /21/ który stwierdził niejednokrotnie silniejszy prąd wzdłuż brzegowy za drugim wałem podwodnym niż przy brzegu.

Przytoczone rozumowanie nie stanowi jednak dowodu na zaprzeczenie tezy o zachodnim kierunku ruchu rumowiska począwszy od Zat.Koszalińskiej. Trzeba się tu uciec do analizy obrazu form akumulacyjnych widocznych na zdjęciach lotniczych.

Postępując od zachodu stwierdzono następujące układy akumulacji podwodnej. Przy zachodnim falochronie w Świnoujściu trzy wały podwodne łączą się we wspólną strefę, a ląd i płycizna przybrzeżna sięgają tu o 200 m dalej w morze niż za wschodnim falochronem. Skądinąd wiadomo, że akumulacja występuje przed przeszkodą zaś ubytek materiału za nią, w stosunku do kierunku ruchu prądu i rumowiska. W tym jednak przypadku sytuacja może być nietypowa ze względu na wpływ ujścia dużej rzeki.

Od Świnoujścia na wschód wały podwodne są wyrównane ale już na wysokości Międzyzdrojów obserwuje się bardzo charakterystyczny wał schodkowy ze stopniami wyraźnie wyciągniętymi ku wschodowi. To samo odchylenie

nie wykazują łuki pierwszego, girlandowego wału podwodnego. /rys.16/. W tym samym kierunku obie te formy stają się coraz wyraźniejsze.

Następnie na bardzo krótkim odcinku długości około 700 m występują chaotyczne formy wyciągnięte zarówno na NE, jak i na SW. Z kolei jednak w następnej strefie stwierdza się znowu ukierunkowanie form akumulacyjnych na wschód. Obraz ten powtarza się też za załamaniem linii brzegu pod Jarominem.

Bardzo interesująca jest w tym względzie strefa ujściowa w rejonie Dziwnowa. W poprzednich rozdziałach wskazano, że występuje tu wyraźne przerzucanie materiału akumulacyjnego na wschód od ujścia. Dotyczy to zresztą i innych stref tego typu. Także wspomniane już zaburzenia układu wałów podwodnych przed przeszkodą dowodziłoby ogólnego ruchu rumowiska na wschód. Przypomnę bowiem, że podparcie mas wodnych przed przeszkodą i wywołane w ten sposób deformacje zarysu osadów sięgają 1/3 długości całej strefy ujściowej. Wydaje się też logiczne, że dalszy zasięg, to jest pozostałe 2/3 długości odcinka zaznacza się w tym kierunku, w którym postępuje swobodny ruch osadu, a więc zgodny z ruchem przeważających prądów wzdłużbrzegowych.

Nie przytaczając już dalej szczegółowych przykładów, można jedynie stwierdzić, że i na dalszych odcinkach wybrzeża spotyka się niemal powszechnie formy akumulacyjne skierowane na wschód. Właśnie powszechność tego zjawiska sugeruje, że ogólny ruch mas odbywa się jednak ku wschodowi.

Jednak gwoli ścisłości należy przypomnieć, że na odcinku wybrzeża od Kołobrzegu po Sianożęty obserwo-

wano formy girlandowe wału podwodnego odchylające się wyraźnie ku zachodowi.

Podsumowane wyżej spostrzeżenia z materiałów inwentaryzacyjnych nie mogą oczywiście przesądzać sprawy bez kompleksowych badań uzupełniających. Tym nie mniej dowody wynikające wyłącznie z analizy obrazu zdjęć lotniczych sugerują powszechny ruch rumowiska z zachodu na wschód na całym wybrzeżu, z małymi wyjątkami na krótkich odcinkach wykazujących przeciwny kierunek.

Podsumowując spostrzeżenia dotyczące odczytowania przy pomocy zdjęć lotniczych procesów dynamicznych kształtujących rzeźbę dna dochodzę do wniosków, że zarys form akumulacyjnych i ich wzajemne rozmieszczenie są wyrazem procesów morfotwórczych i pozwalają odtworzyć ich przebieg. Jest to możliwe zwłaszcza w przypadku kiedy dysponujemy materiałami porównawczymi z kilku okresów.

Tak więc zarys i wykształcenie wałów podwodnych oraz towarzyszących im rynien pozwala odczytać względną intensywność warunków hydrodynamicznych i ich charakter w momencie dokonywania zdjęć. Z obrazu form podwodnych wynika bowiem czy jest to względnie stały, a przy tym zdecydowany ruch wody w określonym kierunku, czy też odbijanie się lub zawirowania prądów. Dowodzą tego proste lub faliste układy wałów podwodnych oraz liczne, opisane poprzednio formy turbulencyjne. Podobnie rozkład, kształt i zasięg zagłębień poprzecznych pozwalają wnosić o istnieniu w danej strefie prądów rozrywających lub innych podobnych zjawisk.

Do tej grupy zjawisk należą też zaburzenia form

podwodnych przy przeszkodach. Ich kształt odzwierciedla bowiem przede wszystkim stosunki hydrodynamiczne. Dzięki temu obraz form podwodnych pozwala analizować wpływ ostróg na rozwój plaży i strefy przybrzeżnej. W rozdziałach szczegółowych zwrócono uwagę, że każdy schemat rozstawu ostróg powoduje właściwy mu układ akumulacji, będący wynikiem charakterystycznego rozkładu prądów wodnych przy uzbrojonym wybrzeżu. Stwierdzono też, że przy zbyt dużym odstępie między ostrogami pojawiają się między nimi formy, jakie spotyka się na niezabezpieczonym wybrzeżu. Można stąd wyciągnąć praktyczne wnioski w dziedzinie budownictwa umocnień brzegowych.

Dalsze wnioski dotyczące rozwoju i zmian zachodzących w strefie przybrzeżnej wynikają z porównania kilku serii zdjęć lotniczych wykonanych w różnych okresach. Materiały omówione w rozdz. IX dowodzą, że pojedyncze elementy rzeźby podwodnej zmieniają się w szczególności dość łatwo i często. Zaznacza się przy tym wyraźny podział na zmienną strefę otwartego morza i względnie stabilne formy obszaru zatokowego. Zmieniają się też całe zespoły form akumulacyjnych ale zmiany te polegają raczej tylko na zmianie odległości poszczególnych wałów podwodnych lub ich grup w stosunku do siebie i do brzegu, w różnych okresach. Godny natomiast podkreślenia jest fakt, że ogólny styl i charakter danej strefy akumulacyjnej zostaje zachowany przez długi czas. W omawianych przypadkach był to okres sześcioletni. Wydaje się, że ta względna stałość charakteru poszczególnych stref wynika z ich położenia przy odciśnięciach linii brzegowej usytuowanych w określonym kierunku względem przeważających, wielorakich układów wia-

trów i falowania. Należy także podkreślić, że częstsze i istotniejsze zmiany morfologiczne dotyczą plaży i strefy pierwszego wału podwodnego. Dowodzi to większej aktywności dynamicznej tego pasa przybrzeżnego.

Wspomniano przesuwanie zespołów wałowych jest odbiciem zmian warunków hydrodynamicznych, jakie zachodzą w okresach między wykonaniem poszczególnych serii zdjęć lotniczych. Stwierdzenie zatem tego faktu geomorfologicznego pozwala na wyciągnięcie wniosków o przebiegu falowania. Przypomnę bowiem, że W.W. Longinow /55/ uważa iż zjawiska te są ściśle związane ze schematem cyrkulacji mas wodnych, która jest zgodna w fazie z zasadniczym ruchem fal. Zgodnie z tym, jednoznaczne zmiany siły falowania lub całej serii falowania powodują tak samo jednoznaczne przesunięcia całego schematu cyrkulacji, która z kolei pociąga za sobą zmiany profilu dna. W.W. Longinow sądzi, że okresem narastania falowania odpowiada rozmywanie skłonu podwodnego i plaży, zaś okresem zmniejszonego falowania towarzyszy przemieszczanie osadów w stronę brzegu. Oczywiście, dla notowania przebiegu tych zmian są konieczne odpowiednio często wykonywane serie zdjęć lotniczych.

Można też zwrócić uwagę, że dokładne uchwycenie przebiegu zmian w zarysach i układach form podwodnych jest właściwie niemożliwe bez zastosowania zdjęć lotniczych. Bowiem nawet w przypadku bardzo dokładnego sondowania powstaje tylko obraz uogólniony, dotyczący wyłącznie elementów głębokości, a pozbawiony bardzo istotnych dla interpretacji cech "fizjonomicznych".

Nie bez znaczenia jest też prącochłonność tradycyjnej metody sondażu. Przypomnę tu, że uzyskanie da-

nych potrzebnych do wykreślenia zmian linii brzegowej i sytuacji batymetrycznej w ujściu Przekopu Wisły /rys. 49/ pochłaniało każdorazowo 10 do 30 dni przy zaangażowaniu kilku ludzi. Na tym tle użyteczność zdjęć lotniczych w tego typu badaniach jest bezsporna.

Podsumowując w punktach wszystko co zostało powiedziane poprzednio można stwierdzić, że z materiałów przedstawionych w niniejszej pracy można wyciągnąć następujące wnioski ogólne.

1. Zdjęcia lotnicze mogą stanowić materiał źródłowy o podstawowym i pierwszorzędym znaczeniu w badaniach geomorfologicznych strefy przybrzeżnej Bałtyku.

2. Zasięg tych prac jest ograniczony widocznością dna malejącą z wzrostem głębokości i można ocenić, że obejmuje on strefę szerokości około 1.500 m przy głębokości w granicach do 8 m. Przy wykorzystaniu strefy odbłasku zasięg widoczności konturów form dna rozszerza się do 2,5 km i sięga do około 15 m w głąb.

3. W tak pojętej strefie przybrzeżnej wydzielono 85 stref akumulacyjnych różniących się między sobą ilością lub jakością form akumulacyjnych lub eoryjnych utworzonych zasadniczo w osadach piaszczystych.

4. Akumulacyjne formy podwodne usystematyzowane na podstawie ich zasadniczych cech morfologicznych wydzielać grupę form otwartego morza i grupę strefy zatokowej. W ich obrębie omówiono typy pojedynczych form wyróżniając ich ponad 20.

5. W wyniku porównania charakteru i głównych cech stref akumulacyjnych połączono je w 20 zespołów, w których znowu zaznaczył się podział na rejon otwartego morza i strefę zatokową.

6. Przeprowadzając dalsze uogólnienia wydzielone ostatecznie 8 grup zespołów akumulacyjnych i stwierdzono, że ich rozmieszczenie wiąże się z rejonami wybrzeża usytuowanymi charakterystycznie w stosunku do przeważających kierunków wiatru i falowania. Pozwoliło to na wyodrębnienie trzech odcinków wybrzeża: 1/z przewagą dobrze rozwiniętych form wałowych na odcinku od zachodniej granicy po Rozewie, 2/ z przewagą słabo rozwiniętych lub niewyraźnych form wałowych na odcinku Rozewie - Hel i Gdańsk - wschodnia granica, 3/ obszar form zatokowych w Zat. Puckiej.

7. Stwierdzenie w danym rejonie określonego typu form podwodnych świadczy o panującym tu reżimie hydrodynamicznym. Zespoły wałowe formują się w strefie działania falowania i prądów wzdłużbrzegowych. Natomiast łąwice piaszczyste z drobnymi formami niższego rzędu świadczą o braku lub znikomych prądach wzdłużbrzegowych i przewadze bardzo małych fal o niepełnym profilu.

8. Analizując związek stref akumulacyjnych z formami wybrzeża stwierdzono, że kształt i układ akumulacyjnych form podwodnych zależą w większości przypadków od lokalnych zmian kierunku wybrzeża. Nie stwierdzono natomiast związku form podwodnych z profilem poprzecznym brzegu morskiego.

9. Stwierdzono iż obraz większości akumulacyjnych stref podwodnych na całym wybrzeżu wskazuje na ruch rumowiska przybrzeżnego z zachodu na wschód. Wniosek ten nie zgadza się z udokumentowanymi spostrzeżeniami innych autorów i wymaga dalszej kontroli.

10. Obserwacje obrazu zdjęć lotniczych z różnych okresów dowodzą, że najczęstsze i największe zmiany geomorfologiczne dokonują się w zarysach plaży i pierw-

szego wału podwodnego, natomiast maleją w głąb morza.

11. Na podstawie zarysu linii plaży i charakteru pierwszego wału podwodnego można ocenić czy na danym odcinku odbywa się aktualnie niszczenie czy nadbudowywanie brzegu i form podwodnych.

12. Z porównania materiałów obserwacyjnych z okresu 6 lat wynika, że zmiany pojedynczych form akumulacyjnych mogą być nawet znaczne, ale ich zespołowe układy i ogólny charakter utrzymały się przez cały czas okresu obserwacyjnego. Bardziej stałe są przy tym formy i zespoły strefy zatokowej.

13. W pojedynczych przypadkach zauważono dużą zgodność przebiegu wałów podwodnych z notowaniami batymetrycznymi z dawniejszych okresów. Dowodziłoby to dużej trwałości tych form. Spostrzeżenia te są jednak bardzo fragmentaryczne i wymagają dalszego sprawdzenia.

14. W dziedzinie metodycznej zwrócono uwagę na możliwość wykorzystania do interpretacji rzeźby dna zdjęć lotniczych ze strefą odblasku.

15. Stwierdzono eksperymentalnie, że mikrofotometryczną metodę pomiaru głębokości wymagającą specjalnych zdjęć lotniczych można przystosować do interpretacji rzeźby podwodnej i konstrukcji przybliżonego profilu dna. Można przy tym stosować zdjęcia o gorszych cechach pomiarowych niż są wymagane przy pomiarach stereofotogrametrycznych.

W konkluzji można stwierdzić, że zastosowanie zdjęć lotniczych w badaniach strefy przybrzeżnej polskiego Bałtyku pozwoliło na wyciągnięcie szeregu wniosków natury geomorfologicznej i geograficzno-regionalnej, a także w drodze wnioskowania pośredniego umożliwiło rzucenie światła na procesy i siły kształtujące rzeźbę podwodną.

X. WYKAZ LITERATURY

1. Ajbulatow N.A., Opredełene moszcznosti potokow wzwe-szenych pieszczanych nanosow u morskich beregow, Do-kłady AN. SSSR, t.116, nr 2, 1957.
2. " Nowye issledowania wdolberegowego peremeszczenia pieszczanych nanosow w more, Biul.Okosnogr.Kom.AN. SSSR, nr 1, 1958.
3. Antonini G.A., Development of the Horseshoe Cove sho-reline, Sandy Hook, New Jersey, Dept.of Geology, Columbia University, New York, 1962.
4. Basiński T., Nowoczesne badania ruchu piaszczystego rumowiska morskiego, Rozpr.Hydrotechn., z.6, 1959.
5. Bączyk J., Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej, Dokumentacja Geogr.PAN, z.6, War-szawa 1963.
6. Bączyk J., Nowak B., Wpływ rzeźby na zróżnicowanie składu mineralnego osadów powierzchniowych na Półwyspie Helskim, Czasop.Geogr. z.3, 1963.
7. Bobek H., Luftbild und Geomorphologie, Luftbild und Luftbildmessung nr 20, Hansa Luftbild, GMBH, 1941.
8. Bohdziewicz L., Budowa geologiczna i procesy dynami-czne w strefie brzegowej w Orłowie i Rewie, Rocznik PTG, t.XXIX za rok 1959, s.4, Kraków 1960.
9. Borowik J., Kilka przyczynków stwierdzających oddzia-ływanie Wisły w Zatoce Gdańskiej, Kosmos 1950.
10. Braun G., Über den sog."Haftsauser" und die Forent-wicklung der Küstenzone von Pommern, unter Beruck-sichtigung der Litorinasenkung, Jahrb.43/44, Gre-ifswald 1926.
11. Budanow W.J., O wowstawanii i razwitii kos azowskiego tipa, Trudy Kom.Okeanogr.AN.SSSR, t.I, 1956.

12. Büdel J., Das Luftbild in Dienste der Eisforschung und Eiserkundung, Ztschr.d.Ges.f.Erdk, Berlin 1943.
13. Bülow K., Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz an der Südlichen Ostsee zwischen Trawe und Swine, Geol.Beih. nr 10, 1954.
14. " Postglaziale Senkung und Dünenbildung in NO-Hinterpommerschen Küstenbereich, Jb.Preuss.Geol.Landesanst t.50.
15. Cabot E.C., The northern Alaskan Coastal plain interpreted from aerial photographs, Geogr.Review., Oct. 1947.
16. Cartwright D.E., Darbyshire J., Discussion of Chap.7, G.Noumann and W.J.Pierson "A comparison of various theoretical spectra, Proc.Sym.on the behaviour of ships in a seaway, "Wageningen" 1957.
17. Czekańska M., Fale burzowe na południowym Bałtyku, Badania Fizjograf. nad Polską Zach. nr 1, 1948.
18. " Podział i charakterystyka głębokościowa Bałtyku południowego, Badania Geogr.nad Polską Zach.nr 2-3, 1951.
19. Darbyshire J., A note in the comparison of proposed wave spectrum formulae, Deutsche Hydrogr. Ztschr., 10, 1957.
20. Egorow E.N., Nabludenia nad dynamikoj podwodnych peszczanych wałow, Trudy Inst.Okeanologii AN.SSSR, t.VI, 1951.
21. " Nekotorye osobennosti wołnenia w wołnowych teczeni w zone podwodnych wałow, Trudy Inst.Okean.AN.SSSR, t.8, 1954.
22. Filarski J., Obserwacje hydrograficzne na południowym Bałtyku w latach 1953-1955, Prace Morsk.Inst. Ryb., t.10/A 1959.
23. Fleagle R.G., Note on the effect of air-sea temperature difference on wave generation, Trans.Am.Geoph.37,3, 1956.
24. Galon R., Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle dolnego Powiśla, Badania Geogr., Prace Inst.Geogr. Uniw.Poznańskiego, z.12-13, Poznań 1934.
25. " Problem of Geomorphological Classification of the Polish Coast., Przegl.Geogr., vol.XXXII, Supl. Warszawa 1960.

26. Gerloff H.G., Luftbild und Küstengeographie am Beispiel der Deutschen Nordseeküste, Landeskudl. Luftb. Ausw. im Mitteleuropäischen Raum, Bad Godesberg 1961.
27. Głowińska A., Prądy konwekcyjne w Bałtyku, Prace M.I.R. nr 7, Gdynia 1954.
28. Gospodinow G.W., Odczytywanie zdjęć lotniczych, PWN, Warszawa 1964.
29. Grigg D., The logic of regional systems, Annals of the Ass. of. Am. Geogr., Vol. 55, nr 3, 1965.
30. Guilcher A., Morphologie littérale et sousmarine, Paris 1959.
31. Guriewa Z.J., K woprosu izuczenia plażowych festonow s pomoszczu aerometodow, Trudy Lab. Aerom., t. VI, 1955.
32. " Ispolzowane materiałow aerofotosemki pri geomorfologiczeskich issledowaniach beregow morej i ozer. Trudy Lab. Aerom., t. VII, 1959.
33. Hartnack W., Die Küste Hinterpomeran unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie, Greifswald 1926.
34. Jahn M., Otoczaki plażow jako wskaźnik rozwoju brzegu morskiego, Acta Univ. Wratisl. nr 39, 1965.
35. Jantusz D.A., Fotometriczeskij metod opredelenia głubin morskich mołkowodii, Trudy Lab. Aerom. t. VII, 1959.
36. Johnson W.J., Shore processes and shoraline development, Wiley and Sons Ltd., New York.
37. Kaplin P.A., Bołdyrew W.L., Sowmiestnye polsko sowetskie issledowania na beregach Bałtijskogo moria w 1958, Trudy Okeancgr. Kom, t. 8, 1961.
38. Karczewski A., Kilka spostrzeżeń nad współczesnymi formami niszczenia wybrzeża klifowego koło Rewala, Zesz. Nauk. Uniw. A. Mickiewicza w Poznaniu nr 21 Geogr. z. 2, 1959.
39. Karczewski A., Stankowski W., Z badań wybrzeża morskiego na Pomorzu Zachodnim Zesz. Nauk. Uniw. A. Mickiewicza, z. 3, 1960.
40. Kartowski J., W sprawie morskich prądów powierzchniowych, Arch. Hydrotechn. nr 31, Gdańsk 1960.
41. King C.A.M., Beaches and coasts, London 1959. Przekład rosyjski 1963.

42. Klimaszewski M., Geomorfologia ogólna, PWN, 1963.
43. Knaps R.J., Ograditelnye sooruzhenia tipa molow i dwizene nanosow na pieszczanych pobereziach, Izv. AN. Litw.SSR nr 6 /59/, 1952.
44. " O nekotorych zakonomernostiach razwitia podwodnych pieszczanych wałow, Trudy Okeanogram.Kom. AN. SSSR, t.IV, 1959.
45. Kobec N.W., Formy akumulatiwnego reliefu podwodnego skłona Kaspijskiego moria u beregow jugo-zapadnoj Turkmenii, Trudy Lab.Aerom. An.SSSR, t.VI, 1958.
46. Kończak S., Zarys hydrografii i klimatologii Bałtyku, Przegl.Geogr.t.XVI, 1936.
47. Kowalski T., Zagadnienie ruchu rumowiska morskiego, Techn.o Gosp.Morska, R.5, 1955, nr 11/53/.
48. Kowalski T., Zagadnienie ruchu rumowiska wzdłuż Półwyspu Helskiego, Prace Inst.Morsk.Gdańsk 1955.
49. " Wpływ falowania morskiego na kształtowanie się stożka ujściowego Wisły, Prace Inst.Morsk.nr 7, Gdańsk 1956.
50. Kuchta E., Wiatry dolne na południowym Bałtyku w latach 1955-1959, Wiad.Służby Hydrolog.i Meteorolog. z.44, 1961.
51. Kudrickij D.M., Popow I.W., Romanowa E.A., Osnovy gidrograficzeskogo deszifrirowania aerosnikmow, 1956.
52. Leontiew O.K., Geomorfologia morskich beregow i dna, Izd.Mosk.Uniw.nr 48, 1955.
53. " Osnovy geomorfologii morskich beregow, Izd. Mosk. Uniw. 1961.
54. Longinow W.W., O roli pridonnych kompensacjennyh teczenii w dwizenii materialu na podwodnom beregowom skłone, Izv.AN.SSSR.ser.geofiz.nr 2, 1951.
55. " O raspredelenii pridennyh skorostej wody w beregowej zone, Trudy Inst.Okeanologii AN.SSSR,t.X, 1954.
56. " K woprosu o sostawlenii kadastra morskich beregow, Trudy Inst.Okeanologii AN. SSSR, t.X, 1954.
57. " O dinamike pribojnoj i beregowej zony w cełom. Lietuvos TSR Mokslu Akad.Geol.ir Geogr.Inst.,t.VII, 1958.

58. Lueder D.R., Aerial Photographic Interpretation. Principles and Applications. McGraw Hill Book Comp., London 1959.
59. Lundail A.C., Under water depth determination by aerial Photography, Photogramm. Engng., vol. XIX, nr 4, 1948.
60. Łączny E., Przybliżone metody uzyskiwania danych batymetrycznych ze zdjęć lotniczych falującej powierzchni morza, Wyż. Szk. Mar. Woj. Zbiór Prac. nr 3, 1962.
61. Łomniewski K., Zalew Wiślany, Prace Geogr. PAN nr 15, Warszawa 1958.
62. " Zatoka Gdańska, Zesz. Geogr. WSP Gdańsk, R.1, 1959, nr 1.
63. " Ujście Wisły, Rocznik PTG t. XXIX za rok 1959, z.4, 1960.
64. " Sztormy na południowym Bałtyku, Zesz. Geogr. WSP, t.4, Gdańsk, 1962.
65. Manual of Photographic Interpretation. Amer. Soc. of Photogramm, Washington 1960.
66. Moor J.G., Determination of Depts by Extinction Coefficients of Shallow Water by Air Photography, Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, vol. 240; nr 816, 1947.
67. Müller J., Osuwiska podmorskie, Kosmos Sor. B., z.1, R.5, 1959.
68. Nowak E., Prądy morskie w ujściu Wisły, Biul. PIHM, t.11, Warszawa 1959.
69. Onoszko J., Zagadnienie badań morza, brzegu morskiego i ochrony brzegu, I.B.W. PAN, Gdańsk 1959.
70. Pawłowski S., Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, t.I, z.2, 1922.
71. Pazdro Z., Półwysep Hel i jego geneza, Technika Morza i Wybrzeża, R.III, nr 1/2, 1948.
72. " Brzeg i jego pochodne, Technika Morza i Wybrzeża, nr 4, 1950.
73. " Budowa geologiczna regionu gdańskiego, Rocznik PTG, t. XXIX za rok 1959, z.4, 1960.
74. Petruszewicz M.N., Aerometody pri geologiczeskich issledowaniach, Moskwa 1962.

75. Piasecki D., Wstęp do badań procesów brzegowych, Wiad. służby Hydrotechn. i Meteorolog., t. IV, z. 5, 1954.
76. " Próba dynamicznej klasyfikacji wybrzeży, Zesz. Nauk. Polit. Gdańskiej, 1954.
77. " Charakterystyka form rzeźby w obrębie polskiego wybrzeża, Zesz. Nauk. Polit. Gdańskiej nr 6, Budownictwo Wodne, z. 1, 1956.
78. " Udział Ławicy Słupskiej w kształtowaniu rumowiska przybrzeżnego, Czasop. Geogr., XXVIII, 1957.
79. " Porównawczy szkic rzeźb subarealnej i podwodnej, Czasop. Geogr., XXIX, 1958.
80. Popow E.A., Ob ottoke nagonnych wod w beregowej zone, Trudy Okeanogr. Kom. An. SSSR, t. 1, 1956.
81. Powers W.E., Kohn C.F., Aerial Photointerpretation of Landforms and Rural Cultural Features in Claciated and Coastal Regions, Northwestern Univ. Studies in Geogr. nr 3, 1959.
82. Primenene aerometodow dla issledowania moria, AN. SSSR, Moskwa - Leningrad 1963.
83. Rosa B., O postglacjalnej transgresji Bałtyku na polskim wybrzeżu, Czasop. Geogr., t. XXIX, z. 3, 1958.
84. " O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych, Studia Soc. Scient. Torunensis, 1963,
85. Rudowski S., Mikroformy strefy brzegowej Bałtyku w Polsce, Acta Geol. Polonica, v. XII, nr 4, 1962.
86. " Sierpy plażowe na wybrzeżu Bałtyku, Acta Geol. Polonica, vol. XIV, z. 1.
87. Rużkiewicz S., Klimaj A., Atlas rybacki południowego Bałtyku, Biuro Hydrogr. Mar. Woj., 1962.
88. Seiwel H.R., Oceanographic factors in under water depth determination by aerial photography, Photogramm. Engng., vol. XV, nr 1, 1949.
89. Semrau I., Dynamika brzegów i strefy przybrzeżnej w Rejonie Rozewia, Prace Inst. Morsk. S. I., Hydrotechnika nr 33, Gdańsk 1965.
90. Shepard F.P., Submarine geology 1948 /przekład rosyjski/, 1951.
91. Shepard F.P., Inman D.L., Nearshore circulation related

- to bottom topography and wave refraction, Trans. Am. Geoph. Un. 31, 2, 1950.
92. Shepard F.P., Emery K.O., La Fond E.C., Rip currents a process of geological importance, J. Geol. v. 49, nr 4, 1941.
93. Słomianko P., Kilka uwag o procesach brzegowych, Techn. Gosp. Morska R. 6, nr 4, 1956.
94. " Inwentaryzacja wybrzeży morskich, Techn. Gosp. Morska r. 8, nr 4, 1958.
95. " Badania brzegowe na Półwyspie Helskim, Arch. Hydro - techn., t. 6, z. 4, 1959.
96. " Podstawowe zagadnienia ochrony wybrzeży polskich, Prace Inst. Morsk. Seria 1, nr 3, 1959.
97. " Badania terenowe i prace studialne Instytutu Morskiego w zakresie inżynierii brzegowej w latach 1960-1964. Referaty i komunikaty, III Sesja Naukowa Inst. Morsk., 1965.
98. " Zagadnienie ochrony klifu rozewskiego, Prace Inst. Morsk., Seria I, Gdańsk 1965.
99. Strahler A.M., Tidal cycle of changes in an Equilibrium Beach, Sandy Hook, New Jersey, Dept. of Geology, Columbia Univ., 1964.
100. Szadrin J.F., Wdolberegowe tечения u otmęłogo akumulatiwnego berega, Trudy Inst. Ekean. AN. SSSR, Specypusk nr 1, 1958.
101. Szarikow J.K., Primenene aerofotosiemki dla izuczenia morskogo wołhenia, Trudy Lab. Aerom. AN. SSSR, t. VII. 1959.
102. Szawernowski P., Zapiaszczzenie portu we Władysławowie, Techn. Gosp. Morska, R. 6, nr 8, 1956.
103. Szuljak B.A., K woprosu o dinamike pesczanych mikroform w beregowej zone moria, Trudy Inst. Okoanologii AN. SSSR, t. YV VIII, 1958.
104. Szyborski S., Projekt międzynarodowych badań morza, Sprawozdanie z konferencji konsultantów UNESCO w Paryżu 1958, Arch. Hydrotechn., t. 6, z. 2, 1959.
105. Tubielewicz W., Falowanie i wpływ jego na procesy brzegowe, Technika Morza i Wybrzeża, 1951.
106. Tubielewicz W., Zmiany brzegowe u nasady Półwyspu Helskiego, Materiały historyczne, Rozpr. Hydrotechn. z. 2, 1957.

107. Tubielewicz W., Zjawiska brzegowe na płw. Helskim ,
Rocznik PTG, t. XXIX, z. 4, 1959.
108. Tuszek A., Obszary erozyjne w strefie przybrzeżnej
i ich granice, Technika Morza i Wybrzeża, R. 6,
nr 4, 1951.
109. Vollbrecht K., Veränderlichkeit und Auflösung von
Sandriffen. Geol. Jahrg. 6, heft 8. Dez. 1957.
110. Walker W., Geography from the Air, Methuen and CO
Ltd., London 1956.
111. Wrage W., Luftbild und Wattforschung. Petermans
Geogr. Mitt. Bd. 102, nr 1, 1958.
112. Yasso W.E., Geometry and development of spit-bar
shores at Horseshoe Cove, Sandy Hook, New
Jersey, Dept. of Geology Columbia Univ. 1964.
113. Zenkiewicz W.P., Dinamiczeskaja klasyfikacja mors-
kich beregow, Trudy Inst. Okeanologii t. X, 1954.
114. Zenkiewicz W.P., Kadastr beregow morej SSRR, Trudy
Inst. Okeanologii AN. SSSR, t. X. 1954.
115. " Niektóre zagadnienia brzegów polskiego Bałtyku,
Techn. Gosp. Morska, R. V. nr 9, 1955.
116. " O nowych radzieckich pracach z zakresu badań
dynamiki brzegów morskich, Techn. Gosp. Morska,
R. 7, nr 7-8, 1957.
117. " O proischożdenii beregowych barow i łagunnych
beregow, Trudy Inst. Okeanologii AN. SSSR, t. XXI,
1957.
118. " Morfołogia i dynamika sowieckich beregow Czor-
nogo moria, Moskwa 1958.
119. " Osnovy uczenia o razwitii morskich beregow, AN.
SSSR, Moskwa 1962.
120. Zubenko F.S., K woprosu obrazowania pieszczanych wa-
łow na morskome dne, Trudy Ľab. Aerom, t. IV, 1955.

SUMMARY

The determination of the exact processes of development of the shallow water coastal zone has been the object of extensive research for many years. Several branches of learning of both the natural and technical sciences are interrelated in this development because this is a contact zone between two quite different natural environments, land and water.

Particularly difficult is research on the configuration of the bottom in this zone, and determination of the degree of stability or change in the formation; this stems from the inability to observe these forms from land. It is also difficult to study these forms from the water side as the shallowness hampers the safe use of floating units for the measuring equipment. It should be noted also that even in cases where such measurement is undertaken, it provides data for only one point or a profile along a given line, it does not, however, give a picture of the entire bottom area, leaving unknown the distribution and interrelation of small underwater forms which often point out the direction and intensivity of the dynamic processes.

This situation calls for the development of new methods of research in the shallow coastal zone, especially methods which allow for a quick inventory of the underwater forms, i.e. typology, as well as change

in space and time. One method which serves this purpose is air photo analysis which permits the direct recording of the abovementioned elements in a conceptual fashion as well as the analysis of quantity, especially in the realm of the establishment of size of the forms studied, their volume and depth of occurrence.

This work entails one attempt at the application of air photo interpretation to research in the shallow water coastal zone, with special attention paid to the morphology and dynamics of sand deposits, i.e. from the point of view of the dynamic geomorphology. In the light of the fact that this work uses a unique method /in Polish literature/, it serves two parallel fields, regional geography and methodology.

The basic materials utilized were three series of air photos. Two were taken on consecutive years, the third after a five-year interval. This made possible not only the determination of the location of underwater forms, but also the carrying out of attempts at evaluating dynamic processes occurring during that time interval in the shallow water zone.

The reading of the air photos was done with the aid of a microfotometr, among others. Photos from the halation zone were also put to use; previously these were considered to be unusable for the interpretation of underwater forms.

The results provided by air photo analysis proved first rate as far as inventorization of underwater forms in the coastal zone was concerned. Of course only sandy accumulation forms were involved in the research because of the good visibility of the light sands.

In the first phase 85 accumulation zones were dif-

ferentiated on the basis of quantity or quality of major accumulation forms or erosional elements in the sand deposits.

On the basis of the major morphological characteristics, these groups of forms were divided into those types occurring in the open sea and those occurring in the gulf zone. Within the bounds of those types distinguished, over 20 separate types of forms occurred; e.g. underwater ridges of various types; accumulation shallows, diagonal beds, depositional shelves, deltas etc.

As the result of comparison of the main characteristics the forms of the accumulation zone were combined into 20 groups; these in turn were divided into the type of form occurring in open sea and the type occurring in gulfs and bays.

In a higher degree of generalization 8 groups of accumulation combinations were distinguished and it was ascertained that their existence was related to the situation of the coastal regions with regard to the direction of prevailing winds and wave action. These relationships pointed to a tripartite division of the coast: 1/ well developed ridge forms occurring in the section extending from the western border to Rozewie; 2/ a dominance of weakly developed ridges and confused ridge forms in the section Rozewie - Hel and the section from Gdańsk to the eastern border; 3/ the zone of gulf and bay forms in the Gulf of Puck.

From this it could be determined that the situation of the coast with regards to prevailing winds and wave action was indeed the major factor influencing the type of underwater accumulation forms. Correlating with

this, the entire coastal zone located in an area subject to strong winds from the W-NW is characterized by strongly developed systems of multiple ridges. On the other hand, the eastern zone, somewhat sheltered from these winds is characterized by less well developed forms. On this basis two great regions were defined with the borderline located at Rozewie. From this scheme it was necessary to further segregate the Gulf zone and treat it as an entirely separate unit.

The search for the cause of the great changes in accumulation forms occurring along the coast resulted in the conclusion that the arrangement of these forms in most instances was related to local changes in the direction of coastline. In the greatest number of cases, the border neighboring zones fell at the point of break in the shore. On the other hand, the underwater forms appeared to be unaffected by the transverse profile on the adjacent land side of the coast. The morphology of the zone of underwater accumulation is not, therefore, related to the border between cliffs and lower sections of the shore. The morphology appears to be related, however, to the relatively uniform character of the underwater slope.

Also interesting is the development of ridge forms from west to east. Observation made from Świnoujście to Rozewie show that the forms are increasingly greater in number and are also better developed in individual zones.

We arrive, therefore, at the important and continually discussed problem of the direction of debris action in the shallows along the Baltic coast of Poland. In the eastern portion the solution is evident,

and the action of debris determines the growth of sand bars in an easterly direction. On the west of Kołobrzeg, however, certain authors see the action of debris occurring in a westward direction. None the less, upon analysis of air photos, it was found that in this zone there is a deflection of accumulation forms in an eastward direction. This is also related to materials carried by rivers and to other factors. Too, experiments using artificial barriers also show the development of land forms and underwater accumulation forms from a westerly direction, that is, from the direction in which the material is carried. This shows that along the entire length of the Polish Baltic coast the action of debris is from west to east, even though it is more weakly developed in the western portion.

Other results concern the development of forms and their change in the coastal zone; these were obtained by comparison of the various series of air photos. The comparison shows that individual underwater forms change both often and easily. Whole groups of underwater accumulation forms also change, but these changes only entail changes in the distance of forms one from the other or relative to the shore. On the other hand, the overall character of the areas remained the same over the long period of time involved, i.e. 6 years. The author concludes that the relative stability of this area is the result of its location in an area of prevailing winds and wave action which is heavily one-directional and lasting over a long period of time. It should also be mentioned that the greatest and most frequent geomorphological changes occur generally in the beaches and the first underwater ridge. The area in

the deeper sea is much less subject to change. This attests to the greater dynamic activity of that narrow coastal belt.

It should be remembered that sliding of ridges is a reaction to changes in hydrodynamic conditions as they occur in the periods between the individual series of air photos. Ascertainment of these geomorphological facts permits the separation of the results of wave action from those of other forces. Using the configuration of the beach line and the character of the first underwater ridge as a guide, it is possible to determine whether destruction or building of the shore and underwater forms is occurring in that given area.

In conclusion it is possible to state that on the basis of air photos it is possible to reach conclusions as to the regional-geographical and geomorphological character of this area /the Polish Baltic coast/, and also throw some light on the processes and forces producing and modifying underwater forms.