

ADAM CHOIŃSKI

RUCH RUMOWISKA W ZATOCE KOSZALIŃSKIEJ

ZARYS TREŚCI

Na podstawie badań laboratoryjnych osadów oraz na podstawie analizy warunków hydrometeorologicznych określono, iż okresowe prądy płynące wzdłuż brzegu Zatoki Koszalińskiej powodują wahadłowe przemieszczanie rumoszu. Kierunkiem dominującym jest jednak transport ku wschodowi, na który przypada 60% wlezionej masy osadów, podczas gdy w kierunku przeciwnym prądy niosą zaledwie 40% objętości osadów.

WPROWADZENIE I ZAGADNIENIA METODYCZNE

Zasadniczym celem opracowania jest odpowiedź na pytanie, jaki jest dominujący kierunek przemieszczania materiału klastycznego wzdłuż brzegu Zatoki Koszalińskiej. Strefa ta wydaje się być interesująca z tego względu, iż istnieje wiele nieścisłości dotyczących ustalenia kierunku ruchu materiału na tym odcinku wybrzeża. W dotychczasowych poglądach można zauważyć trzy różne podejścia do tego problemu. Pierwsza grupa badaczy twierdzi że materiał klastyczny przemieszczany jest z kierunku wschodniego ku zachodniemu. Pogląd ten reprezentuje między innymi R. Racinowski (1974), który twierdzenie swoje opiera na analizie podobieństw wskaźników uziarnienia i wskaźników mineralnych. Wydaje się iż podejście takie jest niewłaściwe, gdyż zróżnicowanie regionalne osadów polodowcowych jest tak duże, że uchwycenie ich korelacji (szczególnie w środowisku strefy brzegowej) jest mało prawdopodobne (wyżej wspomniany autor analizuje osady z miejsc oddalonych od siebie od kilku do kilkunastu kilometrów). J. Bączyk (1968) reprezentuje pogląd przeciwny twierdząc, iż rumosz przemieszczany jest w kierunku wschodnim. Hipotezę swoją opiera Bączyk na analizie danych hydrometeorologicznych. Podejście to wydaje się być bardziej słuszne od poprzedniego, jednak jego ujemną stroną jest to, że jest ono zbyt jednostronne, tzn. opiera się jedynie na jednej przesłance (a nie zajmuje się innymi np. osadem, który jest efektem dynamiki środowiska sedy-

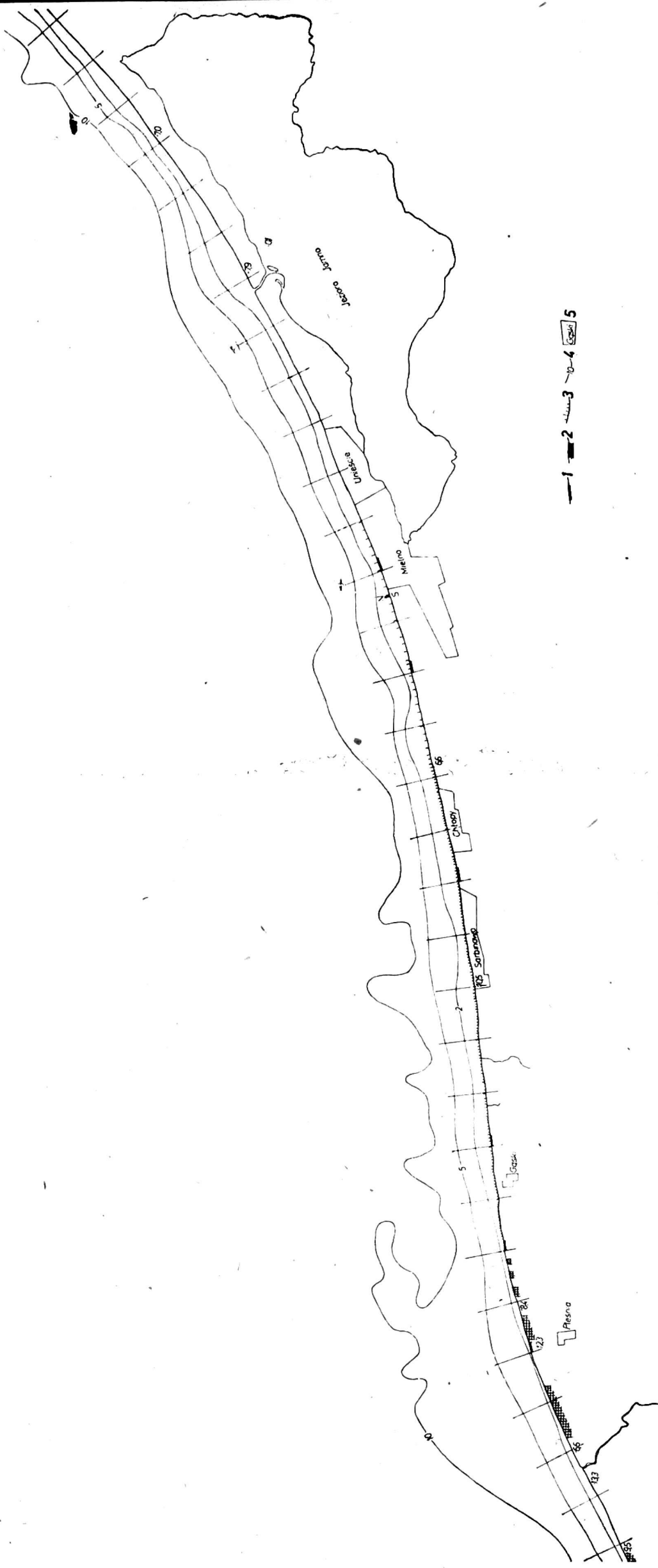
mentacyjnego strefy brzegowej). Trzecie podejście do powyższego zagadnienia głosi, że Zatoka Koszalińska jest strefą dywergencji prądów, gdzie materiał piaszczysty przemieszczany jest zarówno w kierunku wschodnim, jak i zachodnim. Zwolennicy tego podejścia swoje przypuszczenia opierają na bardzo wielu przesłankach, do których można zaliczyć: analizę kierunków wiania wiatrów, zmienność form brzegowych, zawartość i skład minerałów ciężkich w osadach strefy brzegowej itp. Pogląd ten reprezentują między innymi: Zenkowicz (1958), B. Nowak (1967), B. Rosa (1963) oraz P. Słomianko (1968).

Jak więc widać, różni badacze podchodzą bardzo indywidualnie do powyższego zagadnienia i w celu rozwiązania problemu stosują różnorakie kryteria. Wydaje się, iż tak jaskrawo widoczne kontrowersje z jednej strony wynikają właśnie z bardzo indywidualnego podejścia badawczego, z drugiej zaś strony, przyczyną ich jest duża mobilność materiału klastycznego oraz duża turbulencja wody w strefie przybrzeżnej, co wyjątkowo utrudnia uchwycenie istniejących tendencji. Aby uzyskać jak najbardziej pełną odpowiedź na problem postawiony w temacie, postanowiono uwzględnić jak największą ilość przesłanek dotyczących poruszanego zagadnienia, gdyż wypadkowa takiego podejścia winna posiadać względnie dużą efektywność. Tak więc oparto się zarówno na badaniach samych osadów, jak też na analizie form brzegowych oraz parametrów hydrometeorologicznych.

Pobór prób wykonano w dwóch okresach: w lutym 1974 roku oraz w styczniu roku 1975. W obu przypadkach pobrano materiał klastyczny przy stanie morza 0°B. , zaś nadbieg fali w okresie poprzedzającym pobór był z kierunku NNW. Poboru pierwszego dokonano w profilu prostopadłym do brzegu wzdłuż ostrogi jednorzędowej na 300,4 kilometry wybrzeża w miejscowości Mielno. Próby pobrano punktowo co 3 m począwszy od końca ostrogi, to jest na odcinku około 60 m. Badania laboratoryjne powyższych prób dotyczyły ustalenia składu mechanicznego za pomocą zestawu 13 sit oraz obróbki ziarn metodą graniformometrii mechanicznej B. Krygowskiego (1964). Tak więc otrzymano 4 wskaźniki liczbowe charakteryzujące badane osady, to jest: wskaźnik obróbki materiału W_o , wskaźnik niejednorodności obróbki N_m , mediana M_d oraz wskaźnik wysortowania δ R. L. Folka i W. C. Warda (M. Grzegorzczak, 1970).

Celem opracowania profilu prostopadłego do linii brzegowej było ewentualne uchwycenie dynamiki przemieszczania materiału klastycznego na podstawie zmienności osadów. Miejsce lokalizacji powyżej omawianego profilu przedstawione jest na rys. 1, natomiast zmienność wskaźników charakteryzujących osad przedstawia rys. 2.

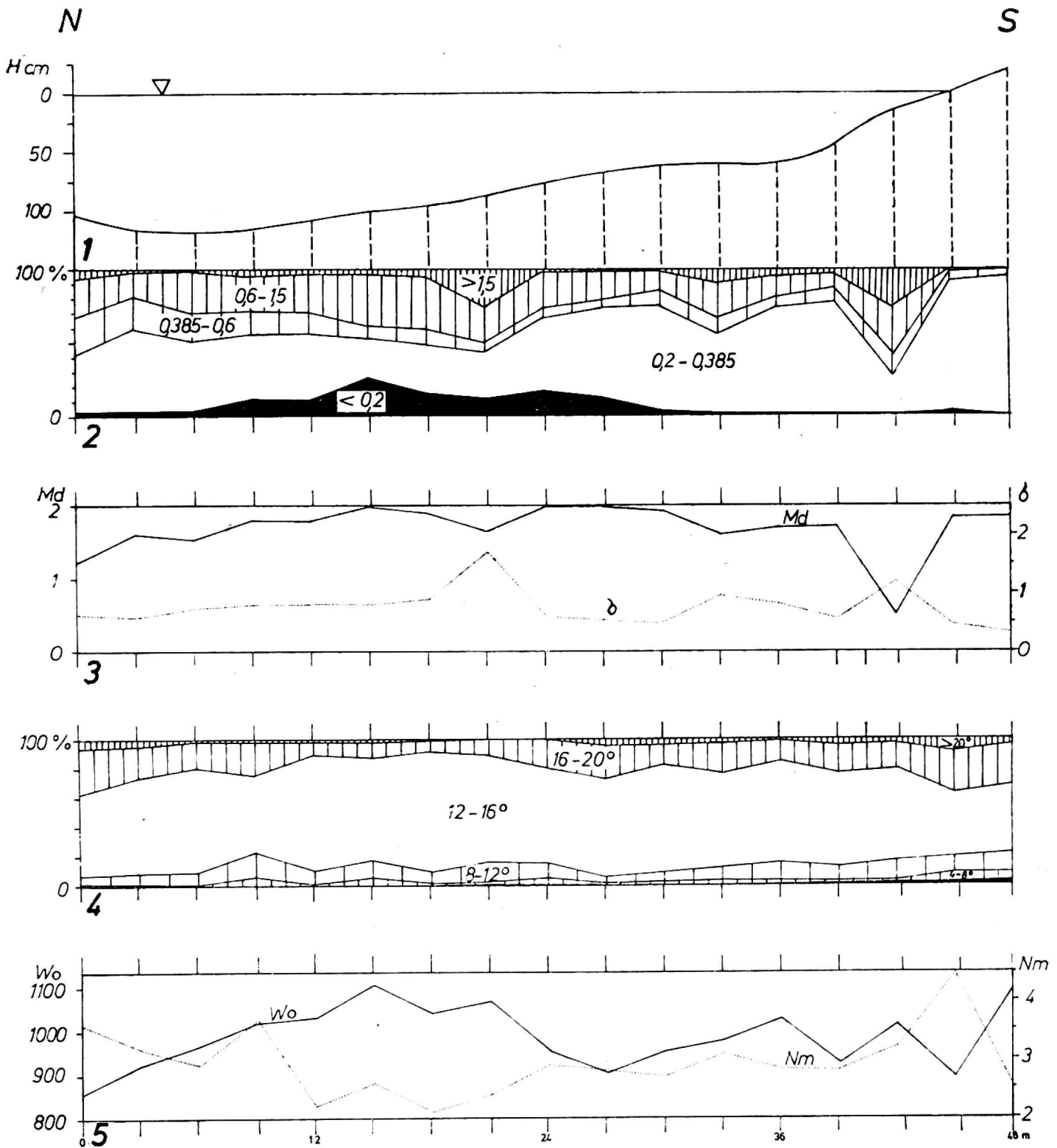
Najwięcej uwagi w pracach terenowych skupiono na poborze prób wzdłuż brzegu. W końcu stycznia 1975 roku pobrano 84 próby materiału klastycznego o ciężarze 200 - 300 g. Materiał ten pobrano na sześciu od-



Rys. 1. Teren badań

1 — profile poboru prób, 2 — klifowe odcinki brzegu, 3 — ostrogi, 4 — izobaty, 5 — miejscowości

cinkach 240-metrowej długości, których początki zaczynały się na: 315, 313, 311, 306, 302 oraz 300 kilometrze wybrzeża. Miąższość zgarnianej warstwy piasku wynosiła 2 - 3 cm, przy czym przyjęto zasadę, iż odstęp kolejnych miejsc poboru odległe były o 30 m. Uzyskano dwa ciągi profilowe. Pierwszym była linia poboru prób pokrywająca się z linią zwierciadła wody, drugą zaś linia, którą wyznaczała izobata 10 cm. Użycie materiału do analizy w tym samym czasie, a więc w okresie tych



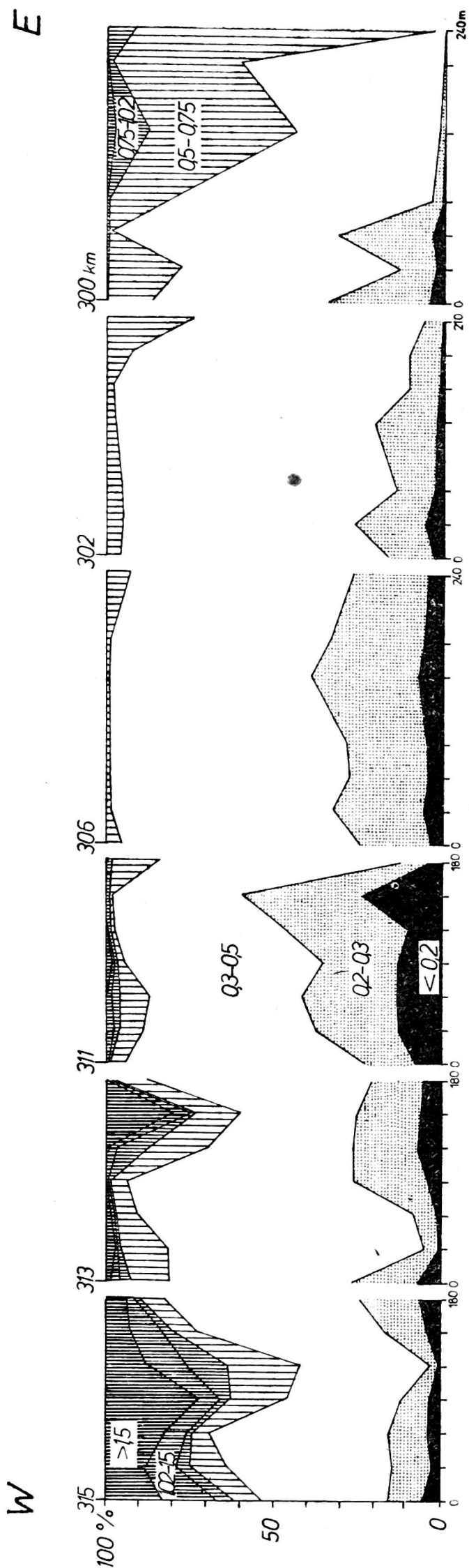
Rys. 2. Charakterystyka osadów w profilu prostopadłym do brzegu (profil N-S)
 1 — profil dna, 2 — kartogram syntetyczny składu mechanicznego, 3 — krzywe wskaźników składu mechanicznego, Md — mediana, δ — wysortowanie, 4 — kartogram syntetyczny stopnia obróbki osadów dla ϕ 0,75 - 1,02 mm, 5 — krzywe wskaźnika stopnia obróbki W_o i współczynnika niejednorodności N_m

samych warunków pogodowych jest bardzo istotne, gdyż otrzymane wyniki są wówczas ze sobą porównywalne. W przypadku prób pobranych wzdłuż brzegu wykonano analizę sitową, na podstawie której obliczono medianę Md , wskaźnik wysortowania δ R. L. Folka i W. C. Warda oraz skośność Sk według wzoru R. L. Folka i W. C. Warda. Na podstawie wyników analizy obróbki materiału wykonanej na graniformametrze psychaczym wykreślono wartości wskaźnika obróbki Wo oraz wskaźnika niejednorodności obróbki Nm . Z uwagi na to, że w wielu próbach brakowało frakcji powyżej 0,75 mm lub było jej bardzo mało, możliwe było badanie obtoczenia ziarn jedynie w przedziale 0,6 - 0,75 mm. Materiał zawarty w tym przedziale stanowi zaledwie kilka procent ogólnego ciężaru poszczególnych prób, tak więc wyniki te (ze statystycznego punktu widzenia) mają charakter dalece orientacyjny. Z 42 prób pobranych z linii zwierciadła wody wyodrębniono w bromoformie (o ciężarze właściwym $2,77 \text{ g/cm}^3$) minerały ciężkie. Do analizy brano 10 g piasku o średnicy poniżej 1,02 mm. Wszystkie wyodrębnione ziarna ważono z dokładnością do 0,0001 g i obliczano ich procentową zawartość w poszczególnych próbach. Łącznie do analizy pobrano ponad 100 prób i otrzymano blisko 1000 wartości różnorodnych wskaźników charakteryzujących badane osady.

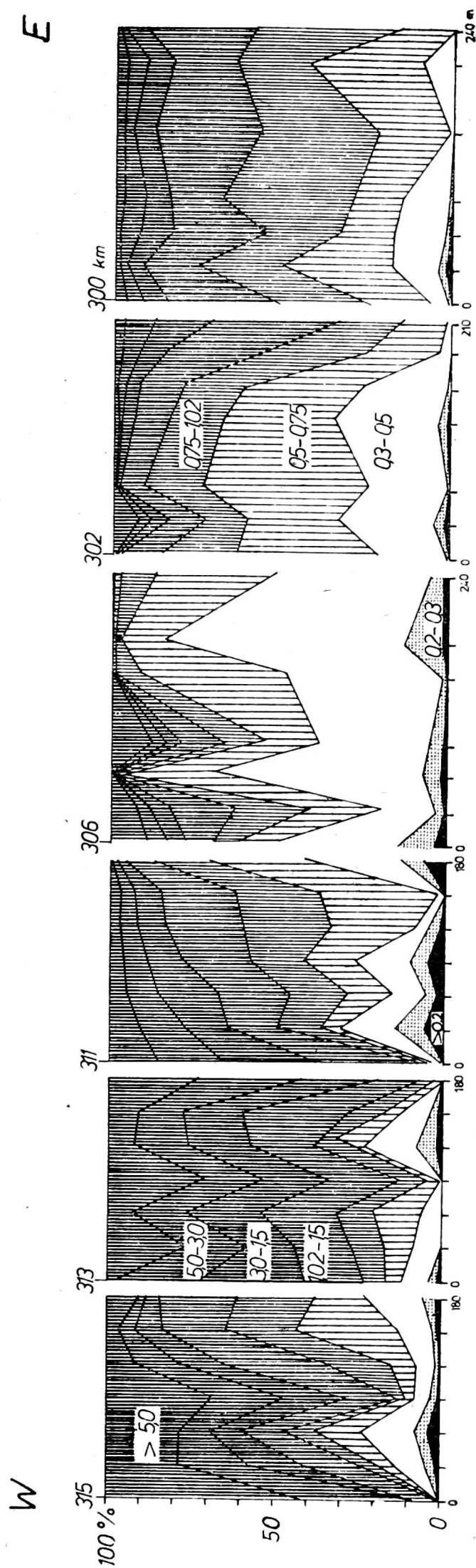
W pracy zrezygnowano z zestawień wyników w postaci tabelarycznej na korzyść przedstawień graficznych, które w sposób bardziej sugestywny demonstrują zmienność wskaźników cyfrowych.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNA BADANEGO OBSZARU

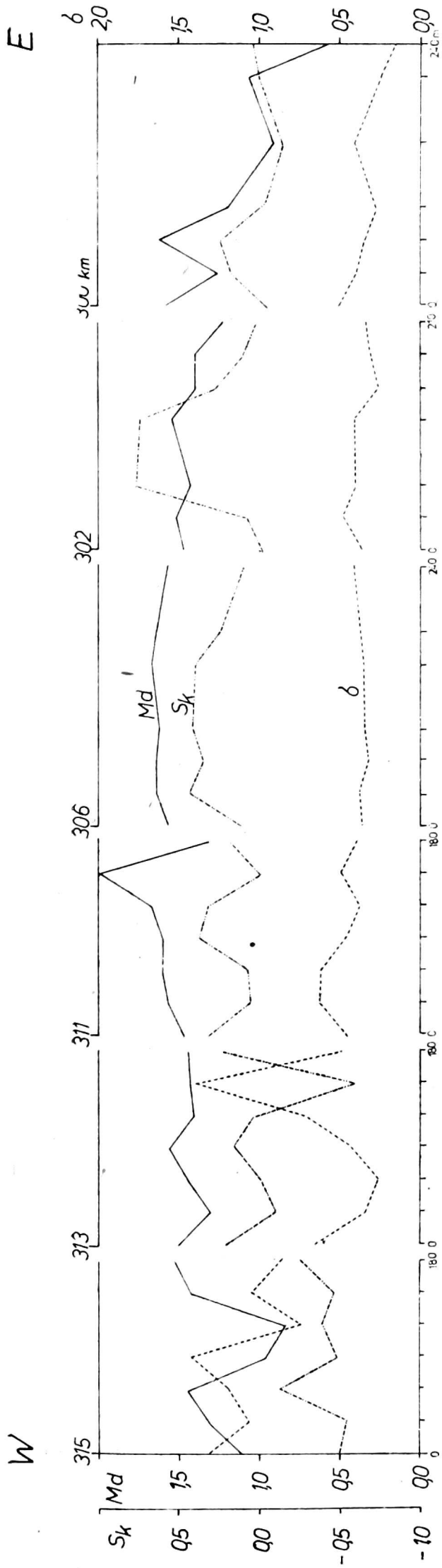
Badany odcinek wybrzeża znajduje się w Zatoce Koszalińskiej, ta zaś w północno-wschodnim skraju mezoregionu fizyczno-geograficznego „Niecki Parsęty” (T. Bartkowski 1973). Ekspozycja brzegu w stosunku do kierunku W—E wynosi około 15° . Wartość ta jest średnią wartością ekspozycji odcinków brzegu o długości 1 km. Ma ona duże znaczenie dla określenia współczynników refrakcji. Nadwodną część omawianej strefy brzegowej budują różnorakie utwory lodowcowe oraz klastyczne osady morskie. Od miejscowości Sarbinowo w kierunku Ustronia Morskiego wybrzeże budują zdenudowane wysoczyzny morenowe. Szczególnie dużo wychodni glin (na brzegu) spotyka się w okolicy wsi Gąski — na zachód od latarni morskiej. Gliny budujące klif wznoszą się często na wysokość 10 m n.p.m. Odcinki między wychodniami glin wypełniają utwory wydymowe, których wierzchołki zalegają na rzędnych pokrywających się z rzędnymi glin klifowych, a więc 7 - 10 m n.p.m. Od Sarbinowa (306,5 km brzegu) w kierunku wschodnim, na odcinku kilkudziesięciu kilometrów nie spotyka się wychodni glin. Brzeg budują tam wydmy mierzei, plaże



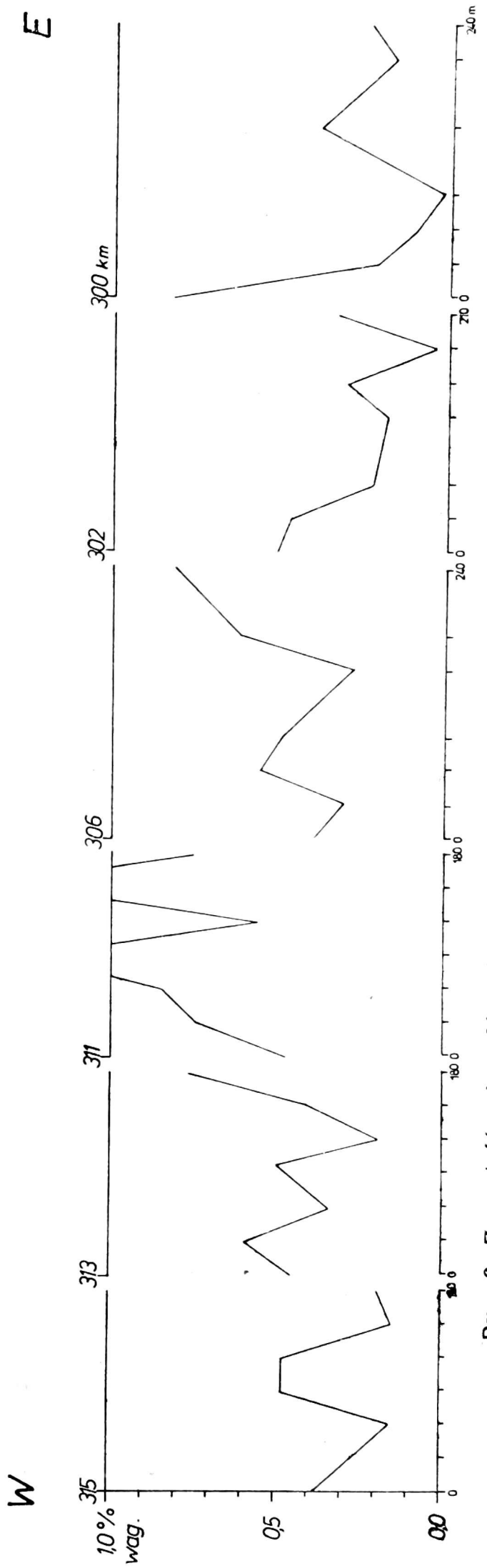
Rys. 3. Kartogram syntetyczny składu mechanicznego osadów z linii zwierciadła wody



Rys. 4. Kartogram syntetyczny składu mechanicznego osadów z głębokości 10 centymetrów



Rys. 5. Krzywe wskaźników składu mechanicznego materiału z linii zwierciadła wody, Md — mediana, δ -- wysortowanie, S_k — skośność



Rys. 6. Zawartość minerałów ciężkich w osadach na linii zwierciadła wody

oraz aluwialne odcinki niziny jeziornej Jeziora Jamno. Jak wynika z kilkunastu wierceń wykonanych na tym obszarze (L. Bohdziewicz, J. Piątkowski 1963), średnia miąższość utworów holocenijskich i plejstocenijskich określić można na 30 m. Na utwory holocenijskie składają się

- piaski wydmy nadmorskich łącznie z piaskami plaży,
- piaski jezioro-morskie,
- torfy,
- namuły bagienne,
- piaski gliniaste deluwialne.

Utwory plejstocenijskie to w głównej mierze piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz gliny, ropy i mułki. Jeśli chodzi o strefę podbrzeża to posiadamy o niej bardzo mało informacji z uwagi na brak wierceń. Na szkicu L. Bohdziewicza i J. Piątkowskiego (1963) strefa o szerokości 2,5 - 3,5 km od brzegu określana jest jako obszar dna, na którym zalega piasek średni. Strefa ta pozbawiona jest najprawdopodobniej głazów. Jedynie w pobliżu Gąsek (a więc naprzeciw klifowego odcinka brzegu) linia zalegania piasków przybliżyła się znacznie do brzegu na odległość kilkuset metrów. Za obszarem zalegania piasków w kierunku głębszych obszarów morza zalega szerokim pasem (do 10 km szerokości) strefa dna żwirowego z piaskami gruboziarnistymi i głazami. Można sądzić, iż obszar ten ogołocony został z frakcji drobniejszych na skutek tego, iż strefa ta jest obszarem erozyjnym gdzie sięga podstawa falowania. Tak więc fale transportują materiał drobniejszy ku brzegowi, gdzie strumienie prądu wzdłużbrzeżnego transportują go wzdłuż wybrzeża. Stwierdzenie to wydaje się być prawdopodobne, gdyż granica północnego zasięgu żwirów znajduje się na głębokości 8 - 12 m, a więc jest to wartość, którą można przyjąć za głębokość dolnej granicy abrazji¹. Trudno jest określić miąższość zalegających piasków w omawianej strefie przybrzeżnej, lecz prawdopodobnie spadek jej następuje w kierunku głębszych obszarów morza. Z płytkich wierceń wykonanych sondą wibracyjno-tłokową w okolicy Jeziora Bukcwo (A. Mielczarski, M. Tarnowska 1963) wynika, że miąższość ich rzadko przekracza kilka metrów (w odległości 3 - 5 km od brzegu). Podobne miąższości piasków występują w strefie nadbrzeża w okolicy Mielna. P. Słomianko (1968) twierdzi, że dzięki temu iż w Zatoce Koszalińskiej rozchodzą się strumienie rumowiska, obszar ten został ogołocony z materiału piaszczystego. Wydaje się, iż w świetle dotychczasowych wierceń twierdzenie to nie ma racji bytu, gdyż miąższości piasków w strefie lądowej nie są o wiele większe od miąższości piasków zalegających w strefie podwodnej. Tak więc trudno jest mówić o ogołoceniu Zatoki Koszalińskiej z zasobów piaszczystych.

Przewarstwienia piasków holocenijskich tworzą torfy i namuły organiczne. Utwory te znane są z wierceń z terenu mierzei Jeziora Jamno

¹ Terminu tego używa A. Marsz (1966).

oraz z plaży. Przypuszczać jednak należy, że ich zasięg w kierunku północnym jest dość znaczny, gdyż po okresie silnego falowania wyrzucają się na plażę duże okruchy i toczenie torfów. Przypuszczalnie zostają one wyerodowane z dna z dużej głębokości podczas intensywnego falowania lub z głębokości mniejszych na skutek przemieszczania utworów klastycznych zalegających nad nimi, dzięki czemu same stają się podatne na erozję. Być może utwory plejstocenske strefy brzegowej omawianego obszaru zawierają nie tylko rozkruszony materiał krystaliczny tarczy fennoskandzkiej (z wyjątkiem torfów i namułów organicznych), lecz również małe domieszki osadów trzeciorzędowych i kredowych. Świadczą o tym duże domieszki glaukonitu pochodzące zapewne z rozkruszonych osadów oligocenu i kredy (być może również z porwaków wieku trzeciorzędowego). Na fakt ten zwracają uwagę B. Nowak i A. Krzemińska (1963). Również T. Bartkowski (1968) zwraca uwagę, że linia brzegowa porozcinana jest dolinami o orientacji SE—NW, które rozcinają mioceńskie podłoże czwartorzędu. Ogólnie stwierdzić należy, że omawiany obszar jest słabo poznany pod względem geologicznym i geomorfologicznym. Jak twierdzi T. Bartkowski (1973) „należy się tutaj liczyć z możliwością istnienia także utworów wytapiania się podwodnego — w wodach domniemanych zastoisk inicjalnych bałtyckiego jeziora lodowcowego, jak to postuluje dla bezgłazikowych czy też zawierających małą ilość głazików, tłustych glin morenowych na obszarach pobraży bałtyckich B. Rosa...”. Na wytworzenie się takich zastoisk mogła mieć wpływ okoliczność, że omawiany obszar leży w obrębie regionu depresyjnego zwanego Niecką Parsęty, a więc na obszarze wielkiej formy wklęsłej, w której w myśl badań B. Rosy (1963), występowały w przeszłości tendencje do obniżania głębszego podłoża. Powyższe stwierdzenie wydaje się być niezmiernie słuszne z dwóch względów, po pierwsze, zwraca uwagę na możliwość powstawania utworów w środowisku podwodnym, po drugie zaś wskazuje na skomplikowanie genetyczne osadów.

RUCH RUMOWISKA W ŚWIETLE ZRÓŻNICOWANYCH WSKAŹNIKÓW LITOLOGICZNYCH

Wiadomą rzeczą jest, że przemieszczanie materiału klastycznego po dnie morskim jest niezwykle intensywne. Przyczyną tego jest z jednej strony falowanie, z drugiej zaś różnorodne prądy. Na wodach głębokich, a więc takich gdzie podstawa falowania nie sięga dna, problem ten nie istnieje. Proces ten widoczny jest wyraźnie w strefie przybrzeżnej, gdzie głębokości wynoszą zaledwie kilka metrów. Niezwykle trudnym zagadnieniem jest odróżnienie form powstałych wskutek działalności fal od form powstałych na skutek działania prądów. W niniejszej pracy postanowiono dlatego rozpatrzeć dyferencjację osadów zarówno w profilu prostopadłym do brzegu, jak też wzdłuż brzegu. Profil pierwszy, wi-

nien dać odpowiedź, jaka jest natura przemieszczania materiału klastycznego przez nadbiegające fale do brzegu. Drugi zaś, jak przemieszcza się rumosz wzdłuż brzegu.

Równowagę dynamiczną osadów w profilu prostopadłym do brzegu warunkują następujące czynniki (A. Marsz, 1964):

- nachylenie dna,
- średnica materiału,
- parametry fal,
- stopień asymetrii prędkości oscylacyjnych zależy od asymetrii fal.

Wzajemne relacje między powyższymi czynnikami powodują, że materiał jest przemieszczany ku brzegowi, ku głębszym obszarom morza, lub też nie jest przemieszczany.

Osady okruchowe zaczynają być wprowadzane w ruch, gdy prędkość oscylacyjna przekroczy minimalną prędkość erozyjną danej średnicy ziarna. Tak więc w czasie przechodzenia grzbietu fali woda przemieszczająca się w kierunku brzegu powinna powodować przemieszczanie okruchów ku brzegowi, natomiast przy przejściu doliny fali winna istnieć sytuacja odwrotna. Dzięki istnieniu asymetrii prędkości oscylacyjnych proces ten może posiadać trojaki charakter:

— dłużej może odbywać się przemieszczanie w stronę brzegu, dzięki czemu przy każdym przejściu fali okruchy będą przybliżały się do brzegu;

— gdy jest większe nachylenie dna w stronę morza, część energii zużywana będzie na pokonywanie siły ciężkości („ciągnącej” okruchy w kierunku pochyłości — to jest ku głębszym obszarom morza), dzięki czemu może zaistnieć sytuacja, że nastąpi zrównanie wypadkowej oscylacyjnego ruchu wstecznego i składowej siły ciężkości z wielkością oscylacyjnego ruchu dobrzegowego. W przypadku tym okruchy będą wykonywały ruch wahadłowy, którego wypadkowa równa będzie zeru, przy pewnej krytycznej wartości siły ciężkości okruchy będą przemieszczane w kierunku otwartego morza.

Sytuacje te posiadają pewne uproszczenia gdyż zakłada się, że masy wody przemieszczone równomiernie przez fale do brzegu są równe masom odprowadzanym równomiernie w kierunku morza. Bilans tego przyływu i odpływu jest wprawdzie równy zeru, lecz woda nie odpływa równomiernie, o czym świadczą formy powstałe dzięki działalności prądów wstecznych, które w dużym stopniu zakłócają i komplikują ten pozornie prosty schemat. Tak w dużym skrócie można przedstawić charakter przemieszczania osadów w kierunku brzegu. Rys. 2 przedstawia skład mechaniczny materiału pobranego w profilu prostopadłym do brzegu, wartości mediany, wysortowania oraz krzywe wskaźnika stopnia obróbki W_o oraz współczynnika niejednorodności N_m . Z wykresu składu mechanicznego widać, że im bliżej brzegu, tym pewne frakcje mają zdecydowanie większy udział procentowy kosztem spadku udziału

procentowego frakcji innych. W kierunku brzegu zdecydowanie zwiększa się udział materiału w przedziale 0,2 - 0,385 mm, a więc frakcji, która w głównej mierze składa się na materiał plażowy (L. Krygowska 1971). Udział piasku powyżej 0,385 mm systematycznie maleje w kierunku brzegu, co uwidacznia się „klinowym” charakterem pól określających udział procentowy o frakcjach 0,385 - 0,6 mm i 0,6 - 1,5 mm. Te nieregularne „kliny” zwrócone są kątem ostrym ku brzegowi, co świadczy o typowo selektywnej działalności wody w strefie kipieli. Pewnego rodzaju „zaburzenia” regularności przebiegu krzywych uziarnienia nie opodal brzegu (3 metry od linii maksymalnego zasięgu wody), spowodowane są tym, że przed samym brzegiem następuje wyładowanie energii fali przez jej rozbitcie o nadbrzeże. Krzywe wskaźników składu mechanicznego, to jest mediana i wskaźnik wysortowania, oddają w zasadzie charakter kartogramu składu mechanicznego. Mediana konsekwentnie maleje ku brzegowi, a około 15 m od brzegu wzrasta (co jest konsekwencją wyładowań energii fal, a więc głębszą erozją). W odległości kilku metrów od brzegu mediana ponownie maleje osiągając ostatecznie wartość mediany piasku plażowego. Analogiczną tendencję obserwuje się w przebiegu krzywej wysortowania. Analizując kartogram syntetyczny stopnia obróbki oraz krzywe obróbki widać, że obtoczenie ziarn jest dużo mniej „czułym” wskaźnikiem pozwalającym uchwycić tendencję dyferencjacji osadów, niż to ma miejsce w przypadku wskaźników składu mechanicznego. Procentowy udział ziarn dobrze obtoczonych ($0 - 12^\circ$) prawie na całej długości profilu jest stały, a jedynie przy brzegu notuje się zwiększenie udziału ziarn najlepiej obtoczonych ($0 - 4^\circ$). Również przy brzegu daje się zauważyć wzrost udziału piasku najgorzej obtoczonego ($16 - 24^\circ$). Stąd można wyciągnąć wniosek, że energia wody przy brzegu jest na tyle duża, że nie przemieszcza efektywnie osadów w zależności od ich obtoczenia (kształtu hydraulicznego), lecz ruch piasku warunkowany jest w głównej mierze wielkością ziarna.

Na podstawie powyższych wskaźników stwierdzić należy, iż istnieje dobrzegovy ruch materiału klastycznego wywołany nadbiegiem fal skierowanych ku brzegowi. Ruch ten nie jest oczywiście prostopadły do brzegu, a kierunek jego ściśle jest uzależniony od kierunku nadbiegających fal, współczynników refrakcji oraz od czynników zaburzających przepływ i odpływ wody ku morzu, a więc przez różnorakie prądy.

Następne pytanie, na które należy dać odpowiedź, to pytanie dotyczące dynamiki potoku przyboju, gdyż próby pobierane wzdłuż brzegu pochodziły właśnie z tej strefy. Sam potok przyboju (J. Müller, S. Rudowski, 1969) jest oscylacyjnym ruchem wody pochodzącym z ostatecznego rozbitcia fali o brzeg, a więc jest to napływ oraz spływ. Podczas napływu na skutek tarcia oraz wsiąkania wody, szybkość jej oraz miąższość stopniowo zmniejsza się do zera. Odwrotna sytuacja ma miejsce w czasie spływu, tzn. szybkość oraz miąższość warstwy wody ulegają

zwiększeniu. Z uwagi na specyficzny charakter ruchu wody tworzą się typowe struktury. Są to warstwowania związane z alternacją warstewek minerałów ciężkich i piasków kwarcowych oraz warstwy piasków o znacznej porowatości, powstałej wskutek intensywnego i wielokrotnego wypychania z deponowanego osadu powietrza. J. Müller i S. Rudowski (1969) twierdzą, że laminy minerałów ciężkich i grubiej ziarniste warstewki kwarcowe powstają dzięki selektywnemu zmywaniu przez spływ, zaś warstewki źle wysortowane tworzone są przez napływ. Dzięki wytworzeniu się pionowej sieci kanalików, która przekształca się z czasem w poziomą sieć komór następuje niemal całkowite zatarcie pierwotnej struktury warstwowej osadów. Po wyschnięciu natomiast (po ustaniu falowania) osady zapadają się i powstają ławice nie wykazujące kierunkowego ułożenia składników. Jeśli więc chodzi o metodykę poboru prób to nie wydaje się ona budzić zastrzeżeń, gdyż pobór był wykonany w tym samym czasie, a więc przy jednakowych warunkach hydrodynamicznych, które warunkują pewną „jednorodność” struktury osadu, o czym świadczą powyższe rozważania. Tak więc w dużym uproszczeniu przedstawiony został dobrzegowy ruch osadów oraz jego depozycja na brzeg.

Jeśli chodzi o ruch rumoszu wzdłużbrzeżny, to wydaje się, że kierunek jego przemieszczania zależał będzie w głównej mierze od przeważających kątów nadbiegu grzbietu fal w stosunku do brzegu. Nadbiegającą falę można przedstawić w postaci dwu składowych: prostopadłej i równoległej do brzegu (M. Książkiewicz 1968). Składowa równoległa powoduje wytworzenie prądu równoległego do brzegu (M. Książkiewicz 1968, Praca zbiorowa 1974), a skierowanego w kierunku otwierania się kąta utworzonego przez linię brzegową i grzbiet fali. Istotnym czynnikiem stanowiącym o prędkości prądu wzdłużbrzeżnego jest właśnie kąt między linią brzegu a grzbietem fali. Kąt $40 - 45^\circ$ jest kątem, przy którym prędkości prądu wzdłużbrzeżnego osiągają największe wartości (M. Książkiewicz 1968, A. E. Scheidegger 1974). Na wybrzeżach polskich, wskutek intensywnej refrakcji fal kąt ten ma większe wartości, dzięki czemu prędkość płynięcia wody wzdłuż brzegu posiada minimalne wartości ok. kilku do kilkudziesięciu centymetrów na sekundę. Wartość tą oszacowano barwiąc przemieszczające się masy wody wzdłuż brzegu na określonym odcinku. Jak podaje W. N. Driemljug (1974) na płytkowodnym obszarze morza czas niezbędny do pełnego rozwoju prądu wynosi 16 godz. Nadbiegające skośnie do brzegu masy wody powodują przesuwanie się okruchów piasku i otoczków wzdłuż brzegu. Tory przemieszczania się poszczególnych okruchów mają kształty łuków (M. Książkiewicz 1968), a ich rozmiary zależą od wielkości fal oraz od kątów między grzbietem fali a brzegiem. Podobne ruchy wykazuje materiał w przyległej do linii wody części dna. Dzięki temu, że w strefie tej fala powrotna nie ulega w tym stopniu sile ciężkości co woda zmywu powrot-

nego, okruch przesuwana się po wypadkowej między kierunkiem prostopadłym do brzegu a kierunkiem fali (M. Książkiewicz 1968). Są to w zasadzie rozważania teoretyczne, które zawierają wiele uproszczeń i aby w świetle powyższych założeń odpowiedzieć jaki jest kierunek przemieszczania osadów wystarczałoby znać przeważające kierunki nadbiegających fal. Jak przedstawia się powyższy problem w świetle przeprowadzonych badań?

Na kartogramie syntetycznym składu mechanicznego osadów pobranych z linii zwierciadła wody daje się zauważyć bardzo wyraźna tendencja dyferencjacji osadów wzdłuż brzegu. Otóż w pobliżu odcinka brzegu klifowego widać, że zawartość frakcji najgrubszych (powyżej 0,75 mm) jest największa i konsekwentnie maleje w kierunku wschodnim na odcinku 9 km. Sukcesywnie natomiast wzrasta w kierunku wschodnim procentowa zawartość materiału drobnego o średnicy mniejszej od 0,3 mm. Na dwóch ostatnich badanych odcinkach (302 i 300 km brzegu) występuje sytuacja odwrotna. Zauważalny jest mianowicie spadek procentowej zawartości frakcji poniżej 0,3 mm na korzyść wzrostu udziału ziarn o średnicy większej od 0,5 mm. Na całej długości rozpatrywanego odcinka brzegu frakcją zdecydowanie dominującą jest frakcja 0,3 - 0,5 mm, a jej udział wynosi 40 - 50%. Tak więc, zmiany udziału procentowego innych przedziałów są niejako wskaźnikami, które sugerować mogą o akumulacji lub erozji (gdyż osady pobierane były do analizy w tych samych warunkach hydrodynamicznych — op. cit.). Wyraźnie zauważalna jest pewna dwudzielność opisywanego kartogramu. W strefie kilku kilometrów na wschód od brzegu klifowego wydaje się iż osady przynajmniej częściowo pochodzą z jego rozmywania, natomiast osady odległe kilkanaście kilometrów od klifu nie wykazują korelacji z osadami przyklifowymi. Fakt ten jest bardzo istotny gdyż wykazuje, że trudno jest porównywać osady strefy brzegowej znacznie odległe od siebie z uwagi na to, że przy pewnej „krytycznej” odległości korelatność ich zaciera się na skutek przewagi cech osadów innego typu. R. Racinkowski (1974) przeprowadził porównania osadów strefy brzegowej, jednak nie zwrócił na ten fakt uwagi, dzięki czemu wiele wniosków odnoszących się do prądów należałoby zmodyfikować.

Kartogram syntetyczny składu mechanicznego osadów pobranych z głębokości 10 cm jest w dużym stopniu adekwatny do kartogramu przedstawiającego osady z linii zwierciadła wody. Różnice polegają jedynie na tym, że w przypadku drugim, osad jest bardziej gruboziarnisty. Jest to oczywiste, gdyż piasek deponowany przez maksymalny zasięg fali jest najdrobniejszy z uwagi na najmniejszą energię wody na linii zwierciadła wody. Fakt pewnego rodzaju „korelatności” osadów w profilach równoległych do brzegu (w tym przypadku są to osady z linii zwierciadła wody oraz osady z głębokości 10 cm) ma duże znaczenie, gdyż wskazuje na to, że podwodne przemieszczanie materiału klastycz-

nego ma podobny charakter jak w przypadku ostatecznej depozycji, a więc wyrzucenia materiału na brzeg. Argumentem przemawiającym za tym, że osady są transportowane z zachodu ku wschodowi jest to, że dyferencjacja składu mechanicznego osadów kolejnych prób (oddalonych od siebie co 30 m) jest tego typu, że uziarnienie jest coraz drobniejsze w kierunku wschodnim. Oczywiście przebieg krzywych obrazujących procentową zawartość poszczególnych frakcji jest w dużym stopniu nieregularny, a w przypadku dwóch ostatnich (wschodnich) odcinków badawczych wręcz odwrotny, o czym była mowa poprzednio. Przyczyny tego stanu rzeczy mogą być następujące:

— nieregularny układ ostróg (obudowa ostrogowa istnieje od 312 do 297 km), które powodują różnorakie warunki hydrodynamiczne (T. Kowalski 1968), a tym samym różne warunki depozycji,

— różna ekspozycja brzegu w stosunku do nadbiegających fal, dzięki czemu być może we wschodniej części badanego odcinka brzegu zauważalny jest wzrost procentowego udziału ziarn grubszych,

— różne współczynniki refrakcji fal powodujące niejednorodne warunki hydrodynamiczne,

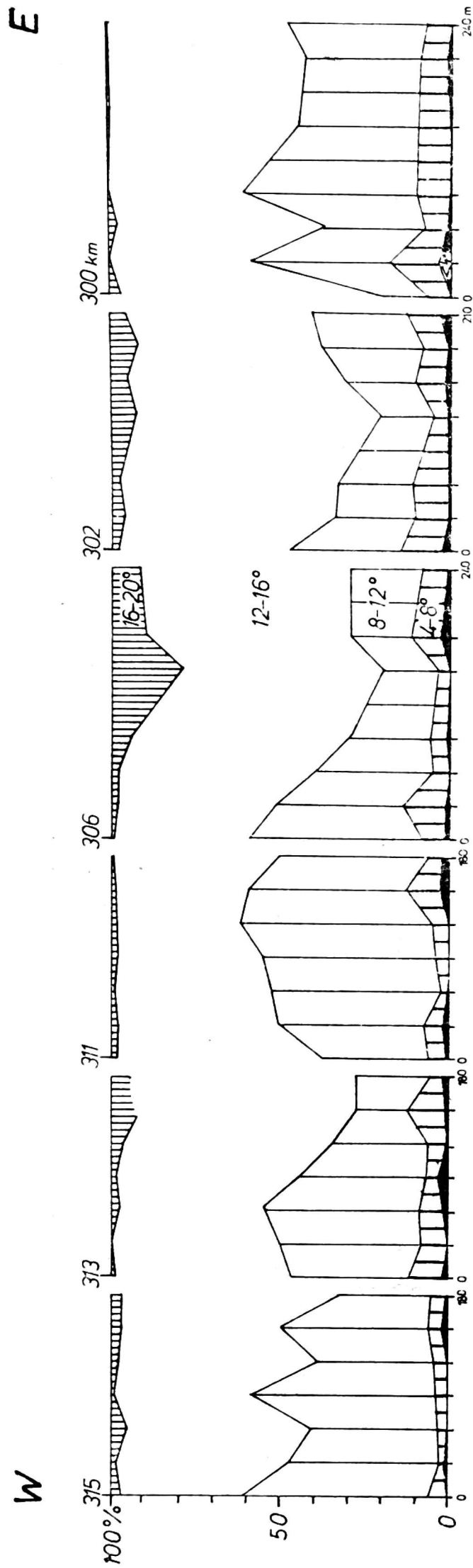
— niejednakowe źródła zasilania prądu wzdłużbrzeżnego w materiał klastyczny (klif, erodowana plaża, abrazyjna strefa podwodna itp.).

Krzywe wskaźników składu mechanicznego są równie sugestywne jak sam kartogram składu mechanicznego i doskonale ukazują tendencje przemieszczania się rumoszu. Wartość mediany na odcinku 9 km (porównawszy od Gąsek w kierunku wschodnim) ma tendencję malejącą, a jedynie na dwóch końcowych odcinkach badanych wykazuje wzrost. Wskaźnik skośności, informujący o erozji lub akumulacji osadów, ma na przestrzeni 13 km tendencję malejącą, a więc istnieje akumulacja piasku. Jedynie w okolicy Mielna wskaźniki skośności mają większe wartości, co świadczy o większej erozji niż na pozostałych odcinkach brzegu, a zarazem fakt ten tłumaczy wzrost wartości mediany w stosunku do pozostałej części badanego brzegu gdzie zachodzi akumulacja. Najbardziej sugestywnym wskaźnikiem mogącym świadczyć o kierunku ruchów osadów wydaje się być wskaźnik wysortowania. Otóż na całym odcinku badanego brzegu wysortowanie ma tendencję wzrostu, osiągając w próbie ostatniej (najbardziej wysuniętej w kierunku wschodnim) wartość 0,13. Fakt ten dobitnie świadczy o selektywnym przemieszczaniu piasku z zachodu ku wschodowi.

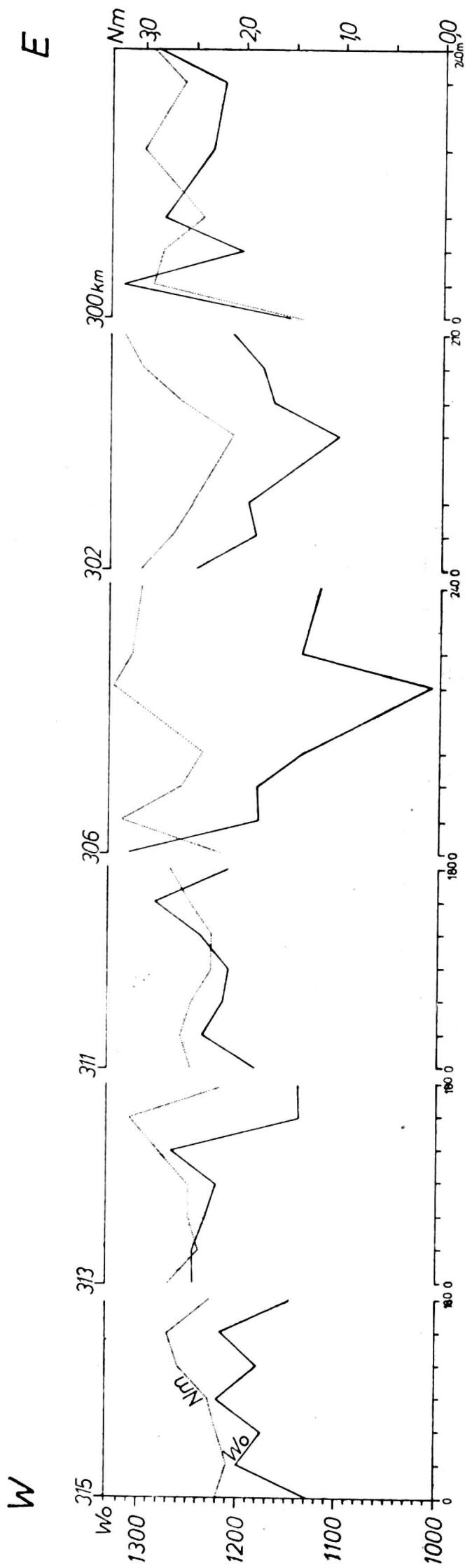
W literaturze polskiej spotykamy kilkakrotnie rozpatrywanie powyższego problemu analizujące spadek średnic ziarn wzdłuż brzegu. I tak Z. Gołębiowski (1967) oraz S. Musielak (1969) dochodzą do wniosku, że przyczyną zmniejszania średnic okruchów jest ścieralność spowodowana tarciem materiału. Wydaje się, że jest to podejście słuszne tylko częściowo, gdyż przyczyną podstawową takiego a nie innego charakteru osadu (w tym przypadku średnicy) jest miejsce pochodzenia transporto-

wanego osadu. W przypadku badanego odcinka brzegu widoczna jest pewnego rodzaju „dwudzielność” osadów wzdłuż brzegu. Przyczyną jej z pewnością nie może być ścieralność piasku, lecz różne obszary alimentacji potoku rumowiska w materiał klastyczny. Daleko mniej wartościowe wnioski można otrzymać, analizując kartogram syntetyczny stopnia obróbki osadów z linii zwierciadła wody (dla ϕ 0,6 - 0,75 mm). Otrzymany obraz jest słabo czytelny, a dają się zauważyć jedynie dwie prawidłowości. Otóż od 306 km w kierunku wschodnim maleje procentowy udział ziarn najgorzej obtoczonych ($16 - 20^\circ$) i od 315 km w kierunku wschodnim minimalnie, lecz sukcesywnie zwiększa się udział ziarn o obtoczeniu zawartym w przedziale $4 - 8^\circ$. Bardziej wyraźny obraz widoczny jest na wykresie obrazującym przebieg krzywych: wskaźnika stopnia obróbki W_o oraz współczynnika niejednorodności materiału N_m . Przebieg pierwszej krzywej wykazuje pewną dwudzielność. Piasek na odcinku brzegu, od klifu do 311 km wykazuje nieznaczny, lecz stały wzrost obróbki ziarn, od 1180 jednostek w okolicy klifu do 1220 jednostek na 311 km. Drugi odcinek brzegu (od 306 do 300 km) wykazuje również wzrost obróbki piasków w kierunku wschodnim, lecz wzrost ten jest o wiele większy (średnio 1150 jednostek na 306 km, do 1250 jednostek na 300 km). Współczynnik niejednorodności obróbki materiału wydaje się być mniej czułym wskaźnikiem mogącym sugerować kierunek przemieszczania osadu, niemniej na trzech wschodnich odcinkach badawczych współczynnik ten ma tendencję malejącą, co sugeruje wzrost jednorodności obtoczenia w kierunku wschodnim. M. Jahn (1962) analizując kształt otoczków plażowych w Zatoce Pomorskiej stwierdza, że wnioski oparte na analizie tego materiału muszą być formułowane ostrożnie, gdyż kształt otoczków zmienia się nie tylko w związku z długością transportu, lecz także w związku ze środowiskiem (charakter dna), w którym dokonuje się obróbka żwirów. Spostrzeżenie to wydaje się być bardzo trafne i należy podchodzić z pewną rezerwą do wyciągania wniosków o ruchu osadów, szczególnie na podstawie obtoczenia piasków, gdyż są one bardziej mobilne niż otoczaki i pochodzą mogą z różnych obszarów.

Następnym analizowanym wskaźnikiem jest procentowa zawartość minerałów ciężkich w poszczególnych próbach. Rys. 6 przedstawia analizowaną sytuację. Procentowe zawartości na odcinku 15 km wahają się w przedziale 0,1 - 2,0%. Począwszy od prób pobranych przy klifie zawartość minerałów ciężkich rośnie osiągając wartości maksymalne (2,0%) 4 km od niego. Następnie w kierunku wschodnim zawartość maleje i w Mielnie (300 km) osiąga minimum (0,1 - 0,2%). Przypuszczać należy, że okresowo abradowany klif jest głównym dostawcą minerałów ciężkich, które następnie migrują wzdłuż brzegu. W powyższym przypadku sądzić należy, że minerały ciężkie są wleczone w kierunku wschodnim, a po napotkaniu ostróg następuje ich intensywne deponowanie, co wi-



Rys. 7. Kartogram syntetyczny stopnia obróbki osadów z linii zwierciadła wody dla Φ 0,6 - 0,75 mm



Rys. 8. Krzywe wskaźnika stopnia obróbki W_0 i współczynnika niejednorodności materiału N_m , osadów na linii zwierciadła wody

dać na wykresie (rys. 6) — 313 i 311 km brzegu. Dalej zaś w kierunku wschodnim przemieszczane są już tylko te minerały, które zostają wypłukiwane przez wodę przez kolejne ostrogi, w związku z czym ich udział sukcesywnie maleje. Problem depozycji minerałów ciężkich w zależności od układu ostróg poruszony został między innymi przez L. Mączkę i R. Racinowskiego (1969). Zagadnieniem zawartości minerałów ciężkich w osadach strefy brzegowej zajmowali się: Chlebowski (1964), M. Turnau-Morawska (1955), B. Nowak (1967). Ten ostatni stwierdza, że obecność określonych minerałów ciężkich w osadzie zależy nie tylko od ich dopływu ze skały macierzystej i od ich ciężaru właściwego, lecz przede wszystkim od morfologii ziarn. Niektóre z minerałów koncentrują się głównie w określonej odległości od regionu abrazji. Stwierdzenie to również częściowo tłumaczy przedstawiony powyżej schemat przebiegu procentowej zawartości minerałów ciężkich.

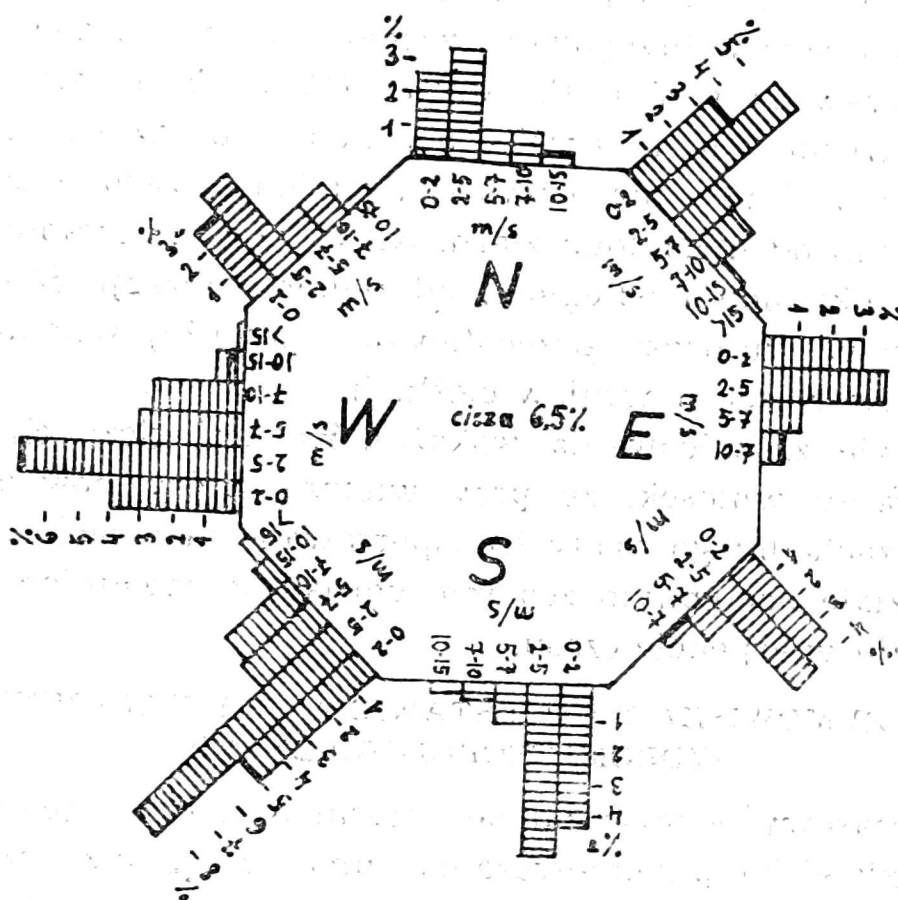
Na podstawie zróżnicowania wskaźników litologicznych można wyciągnąć generalny wniosek, że przy wietrze, który powoduje nadbieg fali z sektora zachodniego osady transportowane są z zachodu ku wschodowi. W rozdziale następnym zostanie poruszone zagadnienie przemieszczania materiału w aspekcie czasu.

RUCH RUMOWISKA NA PODSTAWIE ANALIZY WARUNKÓW HYDROMETEOROLOGICZNYCH

W dotychczasowych rozważaniach zastanawiano się jedynie nad naturą samego zjawiska przemieszczania rumoszu wzdłuż brzegu. Stwierdzenie samego faktu istnienia takiego ruchu nie jest oczywiście odpowiedzią pełną, gdyż należy dać jeszcze odpowiedź jaka jest intensywność tego ruchu. Wydaje się iż w powyższym przypadku można zastosować dwa podejścia. Podejście pierwsze będzie zmierzało ku daniu odpowiedzi, jaka jest intensywność tego transportu w ujęciu ilościowym (wagowym) na jednostkę czasu. Podejście drugie: jak przebiega ruch osadów w ujęciu czasowym. Dużo trudniej jest dać odpowiedź na pytanie pierwsze z uwagi na małą efektywność metod umożliwiających rozwiązanie tego zagadnienia. W grę może wchodzić tu: znakowanie osadów i obserwacja ich ruchu, bardzo dokładne sondáže strefy podwodnej nie opodal brzegu i porównywalność ich wyników, oraz analiza zdjęć lotniczych. Przypuszczalnie właśnie analiza zdjęć lotniczych będzie pomocna w najbliższym czasie w rozwiązaniu tego problemu (L. Baraniecki 1967).

W rozdziale poprzednim wykazano, że przy fali z kierunku północno-zachodniego, ruch osadów następuje z zachodu ku wschodowi. Wychoząc z tego założenia, przyjąć należy, że gdy wiatr będzie wiał z kierunku przeciwnego, to jest ze wschodu, będzie on wzbudzał falę, która będzie przemieszczała osad w kierunku zachodnim. Tak więc analizując rozkład kierunków wiania wiatrów postanowiono dać odpowiedź jaki

jest generalny kierunek przemieszczania mas wody, a co za tym idzie — osadów wzdłuż brzegu. Rozpatrzenie samych kierunków wiania wiatrów nie dałoby pełnej odpowiedzi na powyżej postawione pytanie, gdyż w grę wchodzi tu również intensywność wiania, a więc prędkość wiatrów. Postanowiono więc pomnożyć prędkości wiania przez częstotliwości wystę-



Rys. 9. Procentowy roczny rozkład prędkości wiatrów (w m/s) dla stacji Kołobrzeg (1951 - 1960)

powania wiatrów z danych kierunków, dzięki czemu otrzymano niejako „energię” siły wiatrów z poszczególnych kierunków. Powyższe rozważania oparte są na danych ze stacji Kołobrzeg (Atlas Klimatyczny Polski 1973) (na rys. 9 zamieszczony jest schemat charakterystyki wiatrów), z uwagi na jej bliskość od badanego odcinka brzegu. Tabela 1 przed-

Tabela 1 - Table 1

Kierunek wiatru Direction of wind	Średnia prędkość × % częstotliwości występowania Mean velocity × % frequency of occurrence
N	35,7
NW	37,9
W	92,4
SW	96,8
S	49,8
SE	29,7
E	32,5
NE	59,9

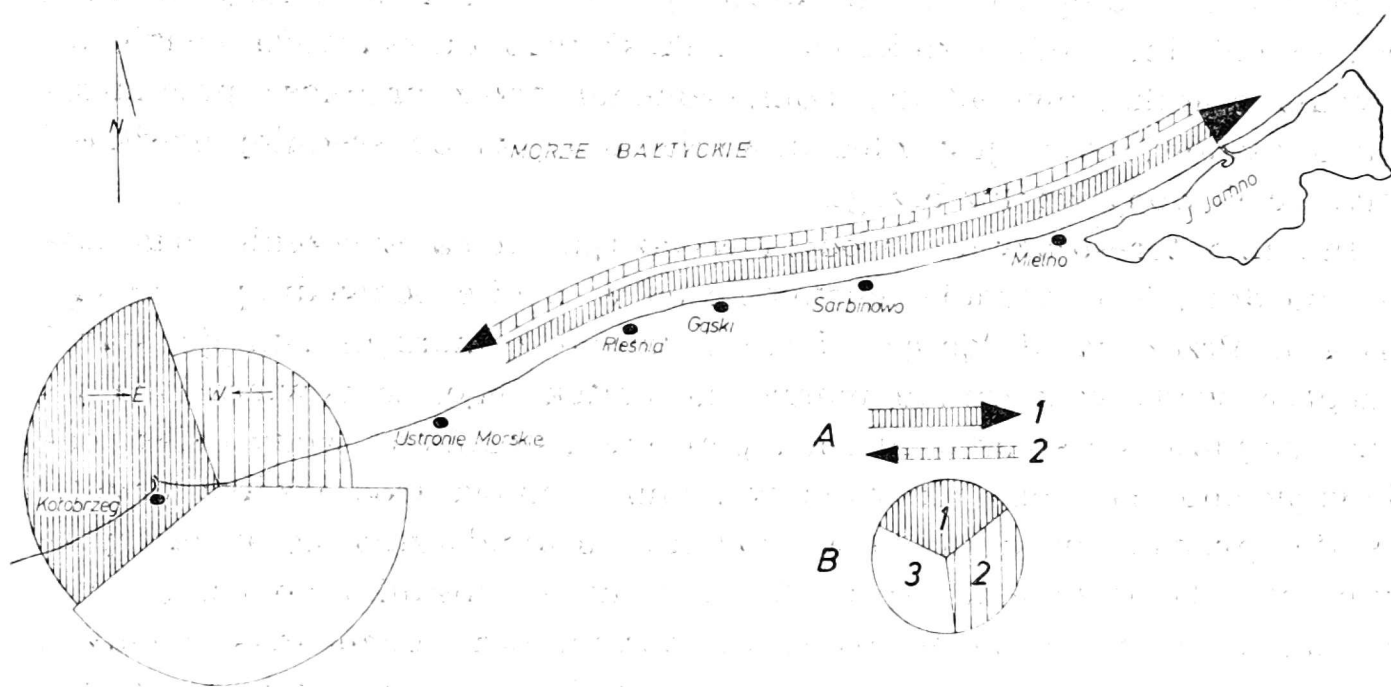
stawia wartości iloczynów średnich prędkości wiatrów i ich częstotliwości występowania z poszczególnych kierunków.

Poczyniono trzy następujące założenia:

— prosta prostopadła do linii brzegu jest granicą przemieszczania mas wody z zachodu ku wschodowi i ze wschodu w kierunku zachodnim,

— wiatry, których kierunek wiania wynosi ok. 15° na południe od linii brzegowej powodowały (na skutek refrakcji) skośny nadbieg fali do brzegu,

— w czasie wiania wiatrów z sektora południowego oraz w okresach ciszy nie zachodzi przemieszczanie materiału klastycznego wzdłuż brzegu.



Rys. 10. Kierunki przemieszczania rumoszu

A — grubość obu wstęp jest równa 100% czasokresu przemieszczania rumoszu, z czego 60% przypada na ruch w kierunku E-1, zaś 40% na ruch w kierunku W-2; B — diagram „energii wiatrów” powodujących ruch rumoszu. Powierzchnie pól obrazują iloczyn średnich prędkości wiatrów, przez ich częstotliwości występowania: 1 — przemieszczanie w kierunku E — 36,5%, 2 — przemieszczanie w kierunku W — 24%, 3 — brak ruchu rumoszu (wiatry południowe oraz cisza)

Diagram na rys. 10 oraz sygnatury wstępowe obrazują „energię” przemieszczania mas wody z poszczególnych sektorów. Tak więc w ciągu 39,5% czasokresu nie zachodzi przemieszczanie osadów. 36,5% czasu przypada na sytuację, gdzie istnieje przemieszczanie rumoszu z zachodu na wschód, zaś 24% okresu to ruch osadów ze wschodu na zachód. Diagram wstępowy uwidacznia proporcje między przemieszczaniem piasku z W ku E i z E ku W. Jeśli przyjmiemy iż na skutek wiatrów z sektora południowego nie zachodzi ruch osadów, to proporcje przemieszczania rumoszu ku wschodowi i ku zachodowi mają się jak 3:2, a więc w kierunku zachodnim przemieszczanie zachodzi w 40% czasu, natomiast na przemieszczanie ku wschodowi przypada 60% okresu.

Tak więc generalny wniosek jaki wynika z powyższego opracowania jest taki, że główny kierunek przemieszczania rumoszu na obszarze Zatok Koszalińskiej zachodzi z zachodu ku wschodowi. Na wiatry nie powodujące transportu osadu przypadają 4 miesiące, transport w kierunku wschodnim 144 dni. Od 144 dni należy odjąć 96 dni dzięki czemu uzyska się redukcję (według powyższych założeń przemieszczanie ma tę samą intensywność bez względu na kierunek, gdyż miarą jego jest iloczyn średnich prędkości wiatru i częstotliwość ich występowania) prądów o zwrotach przeciwnych (z E ku W i z W ku E) i wypadkową czasu przemieszczania w skali rocznej w kierunku wschodnim ocenić można na 48 dni. Jeśli przyjmiemy przybliżoną średnią prędkość płynięcia wody wzdłuż brzegu, na kilka do kilkudziesięciu centymetrów na sekundę, to prędkość i odległość przemieszczania materiału klastycznego w skali rocznej (48 dni) będzie znikoma. Wielkość tego przesunięcia będzie się równała czasokresowi 48 dni pomnożonemu przez prędkość przemieszczania osadów, która jest zdecydowanie mniejsza od średniej prędkości „płynięcia” wody wzdłuż brzegu.

Innym interesującym dowodem wskazującym na wleczenie mas osadów po dnie, jest sytuacja morfologiczna w strefie podwodnej badanego obszaru. Przez kanał łączący Jezioro Jamno z morzem istnieje stały¹ przepływ wody w kierunku morza, na skutek tego, że powierzchnia jeziora znajduje się średnio 10 cm n.p.m. Ów „strumień” wody dzięki napływającemu na niego ukierunkowanemu ruchowi wód wzdłuż brzegu, zostaje spychany w kierunku wschodnim, co uwidacznia się asymetrycznym (rys. 1) ułożeniem izobat (2 m, 5 m) w stosunku do osi kanału. Wyciągnąć stąd można wniosek, że wypadkowa ruchu mas wodnych wzdłuż brzegu ma zwrot skierowany ku wschodowi, co potwierdza wniosek uzyskany na podstawie danych hydrometeorologicznych.

Jest rzeczą oczywistą, że mierzeje oddzielające jeziora (Jezioro Jamno i Bukowo) od morza są efektem działalności prądów. Usytuowanie mierzei w zatoce świadczy o tym, że zatoka nie powstała jedynie dzięki abrazji brzegu — lecz na obszarze tym w pewnym okresie musiała zachodzić intensywna akumulacja. Bezpośrednio po ustąpieniu czaszy lądolodu morfologia dzisiejszej strefy podwodnej była niewspółmiernie bardziej urozmaicona, dzięki czemu procesy erozji i akumulacji (przemieszczania materiału po dnie) były bardziej intensywne. Z czasem gdy na dnie wytworzyły się jedynie formy obłe, procesy modelujące dno są coraz mniej intensywne. W konsekwencji wytworzył się swoisty sinusoidalnie ułożony system oddziaływań wód na strefę brzegową. Jedne odcinki brzegu są niszczone, inne zaś nadbudowywane. Przypuszczalnie klif w okolicy Gąsek oraz strefa podwodna leżąca naprzeciw niego (platforma abrazyjna) jest (a szczególnie była) głównym miejscem zasilania prą-

¹ Podczas sztormowych spiętrzeń wód następuje sytuacja odwrotna.

du wzdłużbrzeżnego w osad. Za miejsce akumulacji można zaś uznać właśnie obszar mierzei jeziornych. Faktem przemawiającym za tym, że osad wleczony jest z zachodu ku wschodowi jest mała odległość klifu w Gąskach od obszarów akumulacji (mierzei) w porównaniu z odległością klifu w Jarosławcu (który to jest najbliższym klifem od strony wschodniej do Zatoki Koszalińskiej). Oczywiście schematu tego nie można ująć w ścisłe ramy, gdyż w ciągu okresu polodowcowego zmieniały się:

- linia brzegowa,
- poziom powierzchni morza, a co za tym idzie dolna granica abrazji,
- warunki hydrometeorologiczne, które są odpowiedzialne za całości kształt procesów brzegowych.

WNIOSKI

Wydaje się, iż metodyka zastosowana odnośnie do poruszanego tematu nie budzi większych zastrzeżeń. Zasadniczym problemem utrudniającym rozwiązanie powyższego problemu jest fakt, że środowisko strefy brzegowej jest niezwykle trudne do badań z uwagi na to, że ruchu wód nie można badać w sposób analogiczny jak w przypadku cieków. W przypadku badań tej strefy, z uwagi na złożoność różnorodnych ruchów wody należy uwzględnić wiele różnych czynników, które stanowią o takim a nie innym stanie morza, które z kolei warunkuje swoiste przemieszczanie osadu. Z tych krótkich rozważań można wyciągnąć poniższe wnioski.

1. Zastosowana metodyka jest poprawna, gdyż wychwytyje niezwykle „subtelne” zależności między dynamiką środowiska wodnego a charakterem deponowanego osadu.

2. Kartogram składu mechanicznego oraz krzywa wskaźnika skośności wydają się być dobrymi indykatorami charakteryzującymi tendencję.

3. Wskaźniki obtoczenia materiału są mało „czułe” na wychwycenie zależności między dynamiką środowiska a osadem.

3. 40% czasokresu (wiatry wiejące z sektora południowego oraz okres ciszy) charakteryzuje się brakiem ruchu osadów wzdłuż brzegu, 36% okresu to ruch w kierunku wschodnim, zaś 24% to ruch w kierunku zachodnim.

4. Wypadkowa przemieszczania osadów w Zatoce Koszalińskiej ma zwrot skierowany ku wschodowi, niemniej z uwagi na wolne tempo wleczenia (prędkość prądu wody wzdłuż brzegu wynosi kilka do kilkadziesiąt cm/sek) oraz krótki okres tego procesu (48 dni w ciągu roku) przemieszczanie to jest minimalne.

5. Podobny proces, a więc wleczenia osadu na przemian w kierunku

wschodnim i zachodnim, proponuje określić się mianem wahadłowego przemieszczania osadów.

6. Stwierdzić należy, że obszar Zatoki Koszalińskiej nie jest obszarem dywergencji prądów, lecz przemieszczanie osadów klastycznych jest ściśle uzależnione od warunków hydrometeorologicznych.

7. Wydaje się, że Zatoka Koszalińska nie powstała na skutek stopniowego ogałacania z zasobów piaszczystych, które wleczone były ku wschodowi lub zachodowi (jak twierdzi między innymi P. Słomianko 1968), lecz przyczyną wklęsłości brzegu w tym rejonie może być duża odległość od dwóch sąsiednich klifów (Gąski-Jarosławiec), dzięki czemu nadbiegające fale z NW erodowały brzeg w tym rejonie intensywniej niż na obszarach sąsiednich — gdzie odległości między klifami są mniejsze.

8. Powyżej zastosowane podejście nadaje się jedynie do badania krótkich odcinków wybrzeża, gdyż w innym przypadku występuje pewna dwudzielność wyników z uwagi na różnorodną genezę deponowanych osadów (niestety wielu badaczy próbuje doszukać się korelacji osadów w tej strefie co jest rzeczą niezwykle trudną do osiągnięcia).

Niniejsza praca uściśla poglądy dotyczące przemieszczania osadów w Zatoce Koszalińskiej. Na podstawie badania osadów oraz analizy danych hydrometeorologicznych stwierdzić należy, że sugestie wysuwane przez L. Baranieckiego (1967), J. Bączyka (1968), L. Krygowską (1971) oraz A. Marsza (1964) są jak najbardziej słuszne. Niemniej nastąpiło bardziej pełne udokumentowanie istniejących faktów i przedstawienie problemu w nieco innym świetle.

Na zakończenie pragnę szczególnie serdecznie podziękować doc. drowi hab. M. Żurawskiemu za zachęcenie mnie do opracowania powyższego tematu. Również pragnę podziękować doc. A. Marszowi, doc. W. Stankowskiemu, drowi A. Kanieckiemu oraz mgr M. Balsamskiej i mgrowi Z. Młynarczykowi za wiele cennych rad i wskazówek oraz za pomoc w pracach laboratoryjnych.

*Instytut Geografii
Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu
Zakład Hydrografii i Klimatologii*

LITERATURA

- Atlas Klimatyczny Polski 1973, Państw. Przeds. Wydawn. Kartogr., Warszawa.
- Baraniecki L. 1967: Morfologia i dynamika podwodnych osadów piaszczystych polskiego wybrzeża Bałtyku. Fotointerpretacja w geografii, z. 4, Warszawa.
- Bartkowski T. 1968: Podział Polski Północno-Zachodniej na regiony fizyczno-geograficzne, Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Seria Geografia, nr 4. Poznań.
- 1973: Obszar kemowy między Mielnem a Sarbinowem w zapleczu koszalińskiej

- strefy marginalnej a zagadnienie degradacji lodu martwego na Pobrzeżu Wschodniopomorskim, *Bad. Fizj. nad Polską Zach.* t. 26. Warszawa—Poznań.
- Bączyk J. 1968: Ruchy wód południowo-bałtyckich i ich wpływ na przemieszczanie rumowiska w polskiej strefie przybrzeżnej, Komitet Badań Morza Polskiej Akademii Nauk. Sekcja Geologiczno-Geograficzna. Komunikaty, Sopot.
- Bohdziewicz L., Piątkowski J. 1963: Budowa geologiczna i zagadnienia geologiczno-inżynierskie Jeziora Jamno i okolicy, *Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego*, z. 5.
- Chlebowski R. 1964: Minerale ciężkie piasków plażowych i wydmych wybrzeża Wyspy Wolin, *Biuletyn Geologiczny UW*, 4.
- Driemljug W. W. 1974: *Oceanografia nautyczna*, Wydawnictwo Morskie. Gdańsk.
- Gołębiowski Z. 1967: Z badań nad ruchem rumowiska wzdłuż Mierzei Wiślanej. *Zeszyty geograficzne WSP w Gdańsku*, 9.
- Grzegorzczak M. 1970: Metody przedstawiania uziarnienia osadów PTPN, *Wydz. Mat. Przyr. Prace Komisji Geogr. Geol.* 10,2.
- Jahn M. 1962: Otoczaki plażowe Zatoki Pomorskiej, *Czasopismo Geograficzne*, 30,3.
- Kowalski T. 1968: Próba wyjaśnienia wpływu brzegowych umocnień ochronnych na strefę przybrzeżną, Komitet Badań Morza Polskiej Akademii Nauk, Komunikaty, Sopot.
- Krygowska L. 1971: Dynamika środowiska plażowego w świetle obróbki ziarna (na odcinku Międzyzdroje-Darłówek), Poznań.
- Krygowski B. 1964: Graniformametriam mechaniczną. Teoria i zastosowanie, PWN, Poznań.
- Krzemińska A., Nowak B. 1963: Hydrodynamiczne zróżnicowanie składu minerałów ciężkich w osadach dennych strefy przybrzeżnej południowego Bałtyku na odcinku J. Bukowo - J. Łebsko, *Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego*, z. 5.
- Książkiewicz M. 1968: *Geologia dynamiczna*, Warszawa.
- Marsz A. 1964: Teoria niektórych procesów brzegowych w świetle obserwacji wybrzeży polskich, *Przewodnik Studenckiego Ogólnopolskiego Seminarium KNG*. Gdańsk.
- 1966: Geneza wydmy łebskiej w świetle współczesnych procesów brzegowych, PTPN, *Wydz. Mat. Przyr. Prace Komisji Geogr. Geol.* 4.
- Mączka L., Racinowski R. 1969: Formy występowania skupień minerałów ciężkich na plażach Pomorza Zachodniego, *Kwartalnik Geologiczny*, 13.
- Mielczarski A., Tarnowska M. 1963: Badanie dna pasa przybrzeżnego za pomocą sondy wibracyjno-tłokowej, *Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego*, z. 5.
- Müller J., Rudowski S. 1969: Dynamika i struktury sedymentacyjne potoku przyboju, *Rocznik PT Geol.* 39,4.
- Musiela S. 1969: Niektóre procesy brzegowe w okolicach Rewy, *Zeszyty Geograficzne WSP w Gdańsku*, Wydawnictwo Morskie.
- Nowak B. 1967: Minerale ciężkie jako wskaźnik transportu i akumulacji materiału piaszczystego wybrzeża południowego Bałtyku, *Praca doktorska*, Gdańsk (non vide).
- Praca zbiorowa 1974: *Oceanotechnika*, Wydawnictwo Morskie.
- Racinowski R. 1974: Dynamika środowiska sedymentacyjnego strefy brzegowej w świetle badania minerałów ciężkich i uziarnienia osadów, *Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej, Instytut Inżynierii Wodnej*, Szczecin.
- Rosa B. 1963: O rozwoju morfologicznym Wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych, Toruń.

- Scheidegger Adrian E. 1974: Geomorfologia teoretyczna, PWN, Warszawa.
- Słomianko P. 1968: Pewne aspekty dynamiczne brzegów Zatoki Koszalińskiej, Komitet Badań Morza Polskiej Akademii Nauk, Sekcja Geologiczno-Geograficzna, Komunikaty, Sopot.
- Turnau-Morawska M. 1955: Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych, Acta Geol. Pol. 5,3.
- Zenkowicz W. P. 1958: Niektóre woprosy dynamiki polskiego bierega Bałtyjskiego moria, Izw. Wsiesojuz. Gieogr. Obszcz. t. 90.

ADAM CHOIŃSKI

MOVEMENT OF REGOLITH IN THE KOSZALIN BAY

Summary

The main problem discussed in that article is a direction of clastic material dislocated along the Koszalin Bay. That segment of the sea coast is particularly noteworthy since there have been many ambiguities in the former reviews dealing with that problem. In order to obtain a comparatively complete answer to that question, sediments of the coastal zone have been investigated, and the analysis of coastal sediments and hydro-meteorological parameters has been made.

Altogether, more than 100 samples of sediments have been investigated according to the schemes plotted in fig. 1. The material for laboratory analyses was obtained at stable weather conditions (0° in the scale of Beaufort), and in the period preceding the sampling, the wave was running up from NNW, which is of great importance for a comparison of the results.

Fig. 2 presents a variation of lithological indexes in the profile vertical to the coast, whereas fig. 3 and 4 show a variation in the grain-size composition along the coast. In case of samples collected along the coast, the median (Md), index of sorting (δ) of R. L. Folk and W. C. Ward and skewness after the formula of R. L. Folk and W. C. Ward have been calculated on the basis of a sieving analysis (fig. 5). The content of heavy minerals in the profile parallel to the coast is shown in fig. 6, and parameters of the material abrasion are presented in fig. 7 and 8.

Analysing parameters which characterize the investigated sediments it must be said that when the waves run up from NNW the material moves toward the coast. On the other hand the sediments are dislocated from the west to the east. That conclusion may be drawn mainly on the ground of the analysis of such parameters as index of sorting (δ), skewness (S_k), median (Md), and content of heavy minerals. But less important conclusions may be drawn from analysis of parameters of sediment abrasion.

Thus on the basis of the variation of lithological indexes it can be said that the direction of clastic material along the coast is strongly dependent upon the direction of waves running up to the coast.

Considering directions of wind blowing, frequency of winds and their velocity periods of the dislocation of waters from particular directions have been calculated. That situation is shown by circle and band diagrams in fig. 10. As it is visible, 40% of the period is characterized by the absence of regolith displacement along the coast along, 36% of the period is characterized by the movement to the east, and 24% of the period — by the movement to the west. Thus a resultant of the displacement of sediments along the coast of the Koszalin Bay is directed to the east. However, because of slow dragging (from some to several cm/s) that displacement is minimum.

It seems that the method used above is correct since it is possible to catch the relation between the dynamics of the aqueous environment and the character of the deposited sediments.

Besides, in the light of the obtained results it seems that the Koszalin Bay was not formed due to gradual denudation of sandy material, as it has been assumed by many students, but the concavity of the coast in that region could be caused by a far distance of neighbouring cliffs (Gąski-Jarosławiec), and thus the waves running up from NNW eroded the coast in that region more intensively than in neighbouring areas.

*Institute of Geography
A. Mickiewicz University
Department of Hydrography and Climatology
Poznań*

EXPLANATION TO FIGURES

Fig. 1. The area of investigations

1 — profiles of sampling, 2 — cliff segments of the coast, 3 — spurs, 4 — isobathes, 5 — towns

Fig. 2. Characteristics of sediments in the profile perpendicular to the coast (profile N-S).

1 — profile of the bed, 2 — chorochromatic map (synthetic) of the grain-size composition, 3 — curves of grain-size composition indexes, Md — median, δ — sorting, 4 — synthetic chorochromatic map of the abrasion degree of samples for ϕ 0.75 - 1.02 mm, 5 — curves of the index of abrasion degree Wo and heterogeneity coefficient Nm

Fig. 3. Synthetic chorochromatic map of the grain-size composition of sediments from the line of water table

Fig. 4. Synthetic chorochromatic map of the grain-size composition of sediments from the depth of 10 cm

Fig. 5. Curves of grain-size composition indexes of the material from the line of water table, Md — median, δ — sorting, Sk — skewness

Fig. 6. Content of heavy minerals in sediments at the line of water table

Fig. 7. Synthetic chorochromatic map of the abrasion degree of sediments from the line of water table for ϕ 0.6 - 0.75 mm

Fig. 8. Curves of the index of abrasion degree Wo and heterogeneity coefficient Nm of sediments from the line of water table

Fig. 9. Annual per cent distribution of wind velocities (in m/s) for a site at Kołobrzeg (1951 - 1960)

Fig. 10. Directions of regolith movement

A — thickness of the two bands equals 100% of the time of regolith displacement, in that 60% — movement to E-1, and 40% — movement to W-2, B — diagram of energy of winds causing the movement of regolith. Surfaces of areas present the product of mean wind velocities by their frequency of occurrence; 1 — displacement to E — 36.5%, 2 — displacement to W — 24%, 3 — absence of regolith movement (southern winds and calmness)