

Ryszard KOTLIŃSKI, Szymon UŚCINOWICZ

Struktury sedymentacyjne powierzchni dna wybranych rejonów południowego Bałtyku

Na podstawie ciągłego, poziomego profilowania akustycznego typu *side-scan-sonar*, przeprowadzonego na obszarze Ławicy Słupskiej i w północno-wschodniej części Ławicy Odrzanej, określono występujące na powierzchni dna struktury sedymentacyjne. Wyróżniono duże ripplemarki, wstęgi piaszczyste i półka piaszczyste oraz ustalono zasięg ciągłej pokrywy piaszczystej, wielkość tych form, a także podjęto próbę określenia ich genezy. Wyróżnione formy dna porównano z formami występującymi w Morzu Północnym i w Cieśninach Duńskich.

WSTĘP

Zaletą poziomego echosondażu typu *side-scan-sonar*, określanego czasami jako *side-scan-Asdic*, jest duży zasięg pasa sondażowego, co pozwala na wykrycie szeregu wielkoskalowych form dna. Niektóre z nich, jak np. wstęgi piaszczyste czy ślady opływania są niemożliwe do wykrycia za pomocą echosondy pionowej lub nawet kamer fotograficznych albo telewizyjnych. Rodzaj form dna, ilość i rozmieszczenie są wskaźnikami ekstremalnych zmian warunków hydrodynamicznych na danym obszarze oraz umożliwiają określenie kierunków i ilości transportowanego materiału.

W przeprowadzonych badaniach użyto sonaru firmy *Kelvin Hughes* typu *Transit Sonar MS, 43 MK I* o następujących parametrach: zasięg (*scale ranges*) – krótki zakres 0–274 m, długi zakres 0–550 m; tempo transmisji (*transmission rate*) 160 imp./min lub 80 imp./min; kąty nachylenia głównego promienia (*beam angles*) – poziomego 1–5°, pionowego 51° oraz zapis ciągłym sposobem elektrotermicznym.

Na Ławicy Słupskiej wykonano 138 NM (256 km) echosondażu na 15 profilach badawczych o przebiegu NW–SE, stosując zakres 0–550 m, co dało 15 pasów sondażowych, każdy o szerokości 1100 m. W rejonie Ławicy Odrzanej wykonano natomiast 65 NM (120 km) echosondażu na trzech profilach o przebiegu WNW–ESE, stosując zakres 0–275 m. W obu przypadkach kąt nachylenia głównego promienia poziomego wynosił 3–5° i pionowego 51°. Równocześnie prowadzono echosondaż pionowy. Prędkość statku wynosiła ok. 4 węzły. Przebieg profilów określono za pomocą systemu radionawigacyjnego DECCA, dokonując odczytu pozycji co 10 min. Pozwoliło to na dość dobre rozpoznanie osadów zalegających na powierzchni dna oraz wyróżnienie występujących tam form. Interpretację sonogramów przeprowadzono głównie na podstawie danych zawartych w pracach R.H. Beldersona i in. (1972) oraz F. Wernera, R.S. Newtona (1975).

CHARAKTERYSTYKA FORM DNA

Zgodnie z definicją R. Gradzińskiego i in. (1976) pod pojęciem formy dna rozumiemy różnego typu nierówności lub gładkie powierzchnie tworzone przez materiał o różnej ziarnistości, transportowany przez wodę płynącą.

Doświadczenia laboratoryjne i badania terenowe wykazały, że występowanie poszczególnych typów form dna jest uzależnione od szeregu czynników, głównie od wielkości ziarna i ilości transportowanego materiału oraz charakteru i prędkości przepływu. Warunki i kolejność powstawania tych struktur szczegółowo zostały omówione w pracach J.R.L. Allena (1968, 1977), N.H. Kenyona (1970), R.H. Beldersona i in. (1972) oraz F. Wernera, R.S. Newtona (1975). Formy te są więc dobrym wskaźnikiem intensywności i rodzaju procesów działających na dno morskie.

Istnieje szereg klasyfikacji dzielących formy dna według różnych kryteriów takich jak: kształt, wielkość czy hydrodynamiczne warunki ich powstawania. Według F. Wernera i R.S. Newtona (1975) wyróżnia się podłużne formy dna (których dłuższa oś jest równoległa do kierunku prądu) i formy poprzeczne (których dłuższa oś jest prostopadła do kierunku prądu). Cytowani autorzy do grupy podłużnych form dna zaliczają struktury o różnej genezie: erozyjne, akumulacyjne i przejściowe. Ponieważ dotychczas nomenklatura dotycząca tych struktur nie jest jednolicie stosowana w literaturze, użyto terminów polskich podając jednocześnie ich angielskie odpowiedniki.

Wstęgi piaszczyste (*sand ribbons*) są to długie, równoległe do kierunku przepływu, przeważnie prostoliniowe struktury powstające podczas transportu małych ilości piasku po podłożu nie podlegającym erozji. Należą one do form przejściowych. Rozmiary wstęg piaszczystych są bardzo zróżnicowane, np. w Wielkim Bełcie średnia ich długość dochodzi do 1 km, a szerokość waha się od 1 do 60 m, natomiast w Morzu Północnym formy te osiągają długość do 15 km i szerokość do 200 m. Grubość wstęg, mimo ich znacznej długości, nie przekracza zazwyczaj kilkunastu centymetrów. Według J.R.L. Allena (1968, 1977) wstęgi piaszczyste powstają pod wpływem wtórnych prądów, przybierających formę wirów komórkowych obracających się w kierunku przeciwnym do siebie, z osiami równoległymi do kierunku przepływu, tzw. wirów Taylora-Görtlera. Według N.H. Kenyona (1970) występowanie wstęg piaszczystych świadczy o okresowo dużych prędkościach prądów, co najmniej rzędu 0,5 m/s. Mimo że wstęgi są ułożone równoległe do osi prądu, nie można ustalić kierunku transportu osadów.

Ślady opływania (*crescent marks*) mogą być akumulacyjne – cienie piaszczyste (*sand shadows*) i erozyjne – znaki komet (*comet marks*). Kształt ich jest uwarunkowany układem i zachowaniem się spirali prądowych. Wokół przedmiotów stosunkowo dużych, które silnie odchylają linie prądowe, tworzą się podkówkowate zagłębienia obejmujące przedmiot i znajdującą się tuż za nim strefę „cienia” osłoniętą od prądu. W strefie „cienia” powstaje zazwyczaj niewielkie wzniesienie, które jest formą akumulacyjną, utworzoną przez odkładanie materiału w obszarze zmniejszonej prędkości prądu na zachowanym fragmencie pierwotnej powierzchni erozyjnej dna. Cienie piaszczyste opisane przez F. Wernera i R.S. Newtona (1975) powstają na obszarze Wielkiego Bełtu za przeszkodami o wysokości od 1 do 2 m i długości do 20 m. Długość tych form waha się od 10 do ponad 100 m.

W przypadku przedmiotów małych lub wydłużonych w kierunku przepływu opływające je linie prądowe zbiegają się bezpośrednio za nimi, wskutek czego brak jest strefy ochronionej. Na jej miejscu w wyniku wzmoczonej erozji spowodowanej zaburzeniami w układzie linii prądowych powstaje wydłużona bruzda. Tego rodzaju formy zostały określone przez F. Wernera i R.S. Newtona (1975) jako znaki komet. W Wielkim Bełcie długość ich wynosi od ok. 1–2 m do 100 m i więcej,

a szerokość waha się od mniej niż 1 m do kilkunastu metrów. Na ogół znaki komet są od 1,5 do 3 razy szersze od przeszkody, za którą powstają, chociaż czasami mogą być też węższe. Ogony znaków komet są z reguły lekko wklęsłe i zbudowane z osadu grubszego niż materiał, na którym występują, co jest potwierdzeniem ich erozyjnego pochodzenia. Ślady opływania są dobrym wskaźnikiem kierunku transportu materiału. Długość formującej się za przeszkodą bruzdy erozyjnej jest tym większa im większe są prędkości prądu (F. Werner, R.S. Newton, 1975), natomiast wielkość cieni piaszczystych zależy raczej od wielkości przeszkody, za którą powstają. Badania K. Winna (1974) oraz F. Wenera i R.S. Newtona (1975) wykazały, że wstęgi piaszczyste i cienie piaszczyste oraz duże znaki komet występują na obszarach działania silnych prądów. W odróżnieniu od wstęg piaszczystych, ślady opływania tworzą się na obszarach zalegania cienkiej, lokalnie nieciągłej, słabo rozwiniętej pokrywy piaszczystej. Nie można wykluczyć występowania znaków komet w osadach zwirowych, jednak za pomocą sonaru są one trudne do wykrycia.

Poprzeczne formy dna obejmują szereg struktur różniących się rozmiarami oraz kształtem i odznaczających się z reguły asymetrycznym profilem poprzecznym. Ich dłuższa oś jest prostopadła do kierunku przepływu. Stok zaprądowy ma zazwyczaj nachylenie do 30°, a stok odprądowy 1–8°, przy czym wartości tego kąta zależą od wielkości formy (J.R.L. Allen, 1977). Doświadczenia wykazały, że duże ripplemarki uformowane z materiału drobnoziarnistego mają większy rozstęp i mniejsze nachylenie zboczy niż zbudowane z materiału gruboziarnistego. Struktury te mogą występować grupowo, tworząc rozległe pola o nieregularnym kształcie, lub też pojedynczo. Stwierdzono również występowanie dużych ripplemarków jako form drugorzędnych na większych wstęgach piaszczystych. Rozstęp dużych ripplemarków tworzących pola jest bardzo zróżnicowany i np. w Wielkim Bělciu waha się od kilku do 100 m. Wysokość ich może dochodzić do 3 m, a grzbiety o długości osiągającej maksymalnie do ok. 1000 m mogą mieć przebieg prostoliniowy, kręty lub rozwidlony. Duże ripplemarki występujące pojedynczo w odróżnieniu od ripplemarków tworzących pola charakteryzują się mniejszą długością grzbietu (rzędu 15–40 m) oraz bardziej stromymi zboczami. Wysokość ich grzbietów wynosi ok. 1–2 m. Wiele z nich ma podobną szerokość i długość oraz krótkie, silnie zakrzywione linie krawędzi. Formy takie są najczęściej nazywane barchanami (M.L. Schwartz, 1966; R.H. Belderson i in., 1972; F. Werner, R.S. Newton, 1975; J.R.L. Allen, 1977).

W odróżnieniu od wstęg piaszczystych i śladów opływania duże ripplemarki tworzą się w spokojniejszych warunkach hydrodynamicznych, tj. przy niższym reżimie przepływu (J.R.L. Allen, 1968, 1977). Przy małej ilości piasku na słabo rozwiniętej (cienkiej) pokrywie formują się one jako pojedyncze zmarszczki, przybierające często kształt barchanów. Aby mogły powstać dobrze rozwinięte pola dużych ripplemarków musi istnieć dość gruba pokrywa piaszczysta. Dobrymi wskaźnikami kierunku transportu osadów są wklęsłe krawędzie pojedynczych dużych ripplemarków oraz bardziej strome, zaprądowe zbocza zarówno pojedynczych zmarszczek, jak i tworzących pola.

Strukturą nie mieszczącą się w podziale form dna na podłużne i poprzeczne do kierunku prądu są półka piaszczyste (*sand patches*) będące nieregularnymi nagromadzeniami piasków na osadach grubookruchowych. Wielkość ich jest różna i z reguły nie przekracza kilkuset metrów przy grubości mniejszej niż 2 m. Piaski formujące półka mogą być okresowo przemieszczane. Kształt ich jest lokalnie uwarunkowany rzeźbą podłoża. Formy te powstają przy małych prędkościach prądów i niewielkiej ilości piasku (R.H. Belderson i in., 1972).

W środowisku naturalnym omówione formy dna występują często w sytuacjach złożonych. W publikacjach J.R.L. Allena (1968), N.H. Kenyona (1970), R.H.

Beldersona i in. (1972), K. Winna (1974) oraz F. Wenera i R.S. Newtona (1975) zawartych jest wiele przykładów wzajemnego nakładania się poszczególnych form i ich współwystępowania. Stwierdzono, że wstęgi piaszczyste mogą mieć powierzchnie gładkie lub pokryte zmarszczkami albo dużymi ripplemarkami. Zmarszczki mogą też występować na zboczach dużych ripplemarków. Obserwowano również obok siebie różne populacje dużych ripplemarków różniących się rozmiarami, a niekiedy i orientacją. O złożoności procesów tworzących formy dna świadczy też fakt, że cienie piaszczyste, powstające przy większych prędkościach prądów, mogą tworzyć się za pojedynczymi dużymi ripplemarkami, a także być źródłem materiału dla wstęg piaszczystych.

Przedstawione możliwe przypadki współwystępowania poszczególnych form wynikają z następujących faktów:

– każda forma jest wynikiem odmiennych warunków hydrodynamicznych przepływu;

– duże formy dna wykazują pewną stabilność w stosunku do zmieniających się warunków hydrodynamicznych (R.S. Newton, F. Werner, 1972; F. Werner, R.S. Newton, 1975; F. Werner i in., 1976).

Tak więc przy zmianie warunków hydrodynamicznych mogą powstawać nowe formy, nie niszcząc form już istniejących (np. przy zmniejszeniu mocy przepływu na powierzchni wstęg piaszczystych mogą tworzyć się duże ripplemarki).

FORMY DNA STREFY PŁYTKOWODNEJ POŁUDNIOWEGO BAŁTYKU ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM ŁAWICY SŁUPSKIEJ

Badania przeprowadzone przez Oddział Geologii Morza Instytutu Geologicznego w latach 1974–1977 na obszarze południowego Bałtyku wykazały istnienie takich form dna, jak duże ripplemarki, półka piaszczyste i wstęgi piaszczyste. Należy zaznaczyć, że półka piaszczyste były dotychczas określane przez autorów terminem łaty piaszczyste (R. Kotliński, 1978; S. Uścińowicz, 1978).

Stwierdzone formy dna w obrębie „powierzchni szczytowej” Ławicy Słupskiej (fig. 1), w powiązaniu z innymi wskaźnikami litologicznymi mechanizmu transportu i depozycji osadów, umożliwiły ustalenie warunków i procesów doprowadzających do ich utworzenia.

Ławica Słupska stanowi wyniesienie dna morskiego ograniczone przyjętą umownie izobatą 20 m, która wyznacza obszar tzw. powierzchni szczytowej. Rzeźba dna w obrębie tej powierzchni jest w części północno-zachodniej urozmaicona, a maksymalne deniwelacje dochodzą do 14 m przy nachyleniu zboczy do 5–7°. Pozostała część ławicy jest w znacznym stopniu zrównana, a przeciętne deniwelacje osiągają maksymalnie 2 m. Rozpatrywany obszar dna jest podwodną wysoczyzną morenową, na której obok osadów plejstocenijskich występują piaski drobnoziarniste współczesnej akumulacji morskiej. W części północno-zachodniej – w obrębie strefy marginalnej – na powierzchni wyniesień zbudowanych z gliny zwałowej lokalnie pojawiają się nagromadzenia osadów gruboziarnistych (bloki, głązy, żwiru), a w zagłębieniach występują niekiedy osady żwirowo-piaszczyste. Na przedpolu strefy marginalnej – od jej południowej strony – znajdują się osady piaszczyste, których miąższość stopniowo wzrasta w kierunku z NW na SE. Cechy litologiczne piasków zalegających na powierzchni dna pozostają w ścisłym związku z budową geologiczną podłoża, a warunki sedimentacyjne są pod bezpośrednim wpływem okresowo zmiennych czynników hydrologiczno-meteorologicznych (R. Kotliński, 1978).

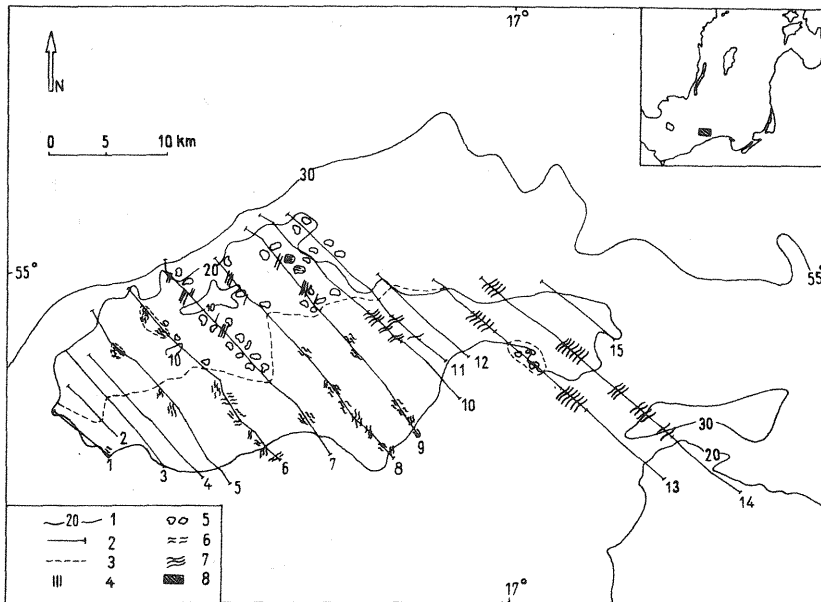


Fig. 1. Schematyczna mapa form dna Ławicy Słupskiej

Sketch map of the bed forms of the Słupska Bank

1 – izobaty co 10 m; 2 – profile echosondażowe typu *side-scan-sonar*; 3 – granica zasięgu ciągłej pokrywy piaszczystej; 4 – wstęgi piaszczyste; 5 – półka piaszczyste; 6 – duże ripplemarki (długość grzbietów do 200 m, rozstęp 10 do 30 m); 7 – duże ripplemarki (długość grzbietów do 800 m, rozstęp 90 do 100 m); 8 – położenie obszaru badań

1 – isobaths in 10 m intervals; 2 – echo sounder profiles of the *side-scan-sonar* type; 3 – extent of continuous sandy cover; 4 – sand ribbons; 5 – sand patches; 6 – megaripples (with crests up to 200 m long and spacing from 10 to 30 m); 7 – megaripples (with crests up to 800 m long and spacing from 90 to 100 m); 8 – location of the studied area

Na podstawie sonogramów i echogramów wyznaczono zasięg ciągłej pokrywy piaszczystej. Granica jej przebiega z SW na NE i dzieli omówiony obszar na dwie części (S. Uścińowicz, 1978) – północną i południową.

W części północnej Ławicy Słupskiej pozbawionej ciągłej pokrywy piaszczystej – w strefie marginalnej i na jej przedpołu w strefie głębokości mniejszych od 14 m – dominującymi formami są półka piaszczyste utworzone z piasków, w których domieszka frakcji $>1,0$ mm przekracza 10% masy próbki ($Mz < 1,0 \phi$). Osady te są z reguły źle i wyjątkowo źle wysortowane ($(\sigma_1 > 1,0 \phi)$), a zawartość minerałów ciężkich nie przekracza 1% wag., przy czym stosunek zawartości granatów do amfiboli (G/A) jest większy od 2. Półka piaszczyste występują na powierzchni rezydualnych osadów grubookruchowych lub rzadziej glin zwałowych. Zarys konturów (krawędzi) tych form na kontakcie z osadami otaczającymi jest na sonogramach różny (niewyraźny – rozmyty, jednostronnie lub obustronnie ostry, wyraźny). Także kształty tych form są zróżnicowane, często są one nieregularne, czasem owalne, a niekiedy wydłużone, przy czym zaznacza się przewaga orientacji dłuższej osi z N na S i z NE na SW. Wielkość tych form jest również bardzo zróżnicowana i waha się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, a ich miąższość na podstawie dotychczasowych danych może dochodzić do 1 m. Największe zarejestrowane półka piaszczyste osiągają wymiary ok. 500×500 m. W dwóch przypadkach zaobserwowano występowanie na ich powierzchni form drugorzędnych – dużych

ripplemarków, których długości grzbietów dochodziły do 40 m przy rozstępie do 10 m oraz orientacji dłuższych osi z W na E.

Występowanie pólek piaszczystych w podobnej sytuacji geologicznej stwierdzono również w rejonie Ławicy Odrzanej.

W północnej części Ławicy Słupskiej występują też wydłużone formy piaszczyste podobne do wstęg piaszczystych. Mają one przebieg z NE na SW, a ich długości dochodzą do 500 m przy szerokości 40–50 m i zmiennym rozstępie. Krawędzie tych form są przeważnie ostre i na sonogramach wyraźnie odcinają się od otaczających osadów. Tworzą one małe grupy od 2 do 5 i są na ogół krótsze, mniej regularne i często występują wśród pólek piaszczystych, co różni je od wstęg piaszczystych stwierdzonych w Morzu Północnym i Wielkim Błecie. Przypuszczalnie formy te utworzone są z osadów podobnych do budujących półka piaszczyste, tworząc małoskalowe izolowane ciała piaszczyste o miąższości do kilku centymetrów. Jednoznaczne zaliczenie opisanych form do wstęg piaszczystych wyłącznie na podstawie posiadanych sonogramów jest obecnie dyskusyjne. Uwzględniając jednak dotychczasowe dane z literatury o warunkach tworzenia się wstęg piaszczystych (J.R.L. Allen, 1968; N.H. Kenyon, 1970; F. Werner, R.S. Newton, 1975) oraz wyniki badań litologicznych osadów Ławicy Słupskiej (R. Kotliński, 1978) formy te zinterpretowano jako wstęgi piaszczyste. Obserwowane różnice cech morfologicznych tych form w stosunku do typowych wstęg piaszczystych związane są głównie z odmiennymi warunkami dynamicznymi panującymi w porównywalnych akwenach. W badanym obszarze duże prędkości prądów doprowadzające do powstania wstęg piaszczystych występują rzadko, prawdopodobnie tylko w czasie wyjątkowo silnych sztormów z kierunków północno-wschodnich. Znacznie częściej występują prądy słabsze o różnych kierunkach, które przemieszczając materiał piaszczysty tworzą półka piaszczyste oraz przemodelują istniejące wstęgi piaszczyste. Stąd zarejestrowane na sonogramach wstęgi są częściowo przekształconymi formami reliktowymi. Niektóre ze stwierdzonych słabo rozwiniętych wstęg piaszczystych zaliczono do form przejściowych, reprezentujących fazę inicjalną tworzenia wstęg. Formy te utworzone zostały prawdopodobnie w warunkach przepływu zbliżonych do warunków progowych, potrzebnych do tworzenia wstęg, lecz ich nie przekraczających. Potwierdzeniem wysuniętego przypuszczenia o możliwości występowania wstęg piaszczystych w omawianym akwencie są wydłużone formy stwierdzone w rejonie Ławicy Odrzanej, które odznaczają się wyraźnym podobieństwem morfologicznym do struktur przedstawionych na sonogramach przez N.H. Kenyona (1970), R.H. Beldersona i in. (1972), K. Winna (1974), F. Wernera i R.S. Newtona (1975). Formy te odpowiadają prawdopodobnie wyróżnionemu przez N.H. Kenyona (1970) typowi C.

Wstęgi piaszczyste z rejonu Ławicy Odrzanej (tabl. I, fig. 2 i 3) mają orientację z NNW i SSW, długość do 500 m, szerokość 30–50 m i zmienny rozstęp wahający się od 40 do 100 m. Poza tym, podobnie jak na Ławicy Słupskiej, zarejestrowano tu szereg wydłużonych form, które również zinterpretowano jako wstęgi piaszczyste. Widoczne na tabl. I, fig. 4 nałożenie się wstęgi piaszczystej i półka piaszczystego zdaje się potwierdzać słuszność przedstawionej hipotezy odnośnie do relikтового charakteru niektórych zarejestrowanych form. Natomiast formy widoczne na tabl. II, fig. 5 są prawdopodobnie inicjalną fazą wstęg piaszczystych. Rozwiązanie przedstawionego problemu wymaga dalszych badań wytypowanych rejonów powtarzanych w pewnych odstępach czasu, w celu stwierdzenia ewentualnych zmian kształtu i rozmieszczenia omawianych form w powiązaniu z warunkami hydrodynamicznymi.

W omawianych rejonach istnieją warunki do tworzenia się pojedynczych dużych ripplemarków. Mogą to być zaobserwowane w paru przypadkach formy o kształcie

półksiężycy (tabl. II, fig. 6), jednak rozpoznanie to jest niepewne z uwagi na podobieństwo tych wzorów, zarejestrowanych na sonogramach, do małych pólki piaszczystych.

W zachodnim fragmencie północnej części Ławicy Słupskiej znajdują się dwa większe obszary pokryte piaskiem: jeden o wymiarach ok. 4×1 km, drugi – mniejszy ok. 1×1 km. W obszarach tych występują pola dużych ripplemarków, których dłuższe osie grzbietów tworzą dwa systemy: N–S i NW–SE. Wielkości ripplemarków są podobne i wynoszą: długość grzbietów do 100 m, a rozstęp 10–15 m.

Rodzaj form dna (półka i wstęgi piaszczyste) oraz cechy litologiczne osadów występujących w północnej części Ławicy Słupskiej wskazują, że zaznacza się tu przewaga procesów erozji nad akumulacją. W obszarze tym występują głównie osady rezydualne okresowo rozmywane, a ilość transportowanego materiału jest niewielka, co związane jest z dużą odpornością na erozję glin zwałowych oraz z częściowym przykryciem przez osady grubookruchowe. Orientacja wstęg piaszczystych oraz dłuższych osi dużych ripplemarków jednego z systemów (NW–SE) występujących na izolowanych płatach piasku w północno-zachodniej części ławicy wskazuje, że przemieszczenie osadów odbywa się wzdłuż linii NE–SW. Orientacja dłuższych osi dużych ripplemarków drugiego z systemów (N–S) sugeruje transport wzdłuż linii W–E. Ustalenie zwrotu wektora transportu na tej podstawie było niemożliwe. Jednak położenie Ławicy Słupskiej oraz rozkład prędkości i kierunków wiatrów wskazują, że największe falowanie i prądy o maksymalnych prędkościach są generowane przez wiatry północno-wschodnie. Wiatry zachodnie są częstsze, ale nie powodują tak silnych prądów. Na tej podstawie można sądzić, że transport osadów zachodzi tu w kierunku z NE na SW i z W na E. Potwierdza to również zmienność cech litologicznych osadów wskazująca, że transport wypadkowy odbywa się z NW na SE (R. Kotliński, 1978).

W południowej części Ławicy Słupskiej w obrębie ciągłej pokrywy piaszczystej występują liczne duże ripplemarki tworzące pola. Rejon południowo-wschodni tej części ławicy charakteryzuje się występowaniem dużych ripplemarków o grzbietach przeważnie prostoliniowych, osiągających długość do ok. 800 m, rozstęp od 90 do 100 m i wysokość do 0,5 m (tabl. III, fig. 8, 9). Profil poprzeczny niekiedy symetryczny, lecz najczęściej asymetryczny, oraz nachylenie zbocza bardziej stromego ok. 2° , a mniej stromego ok. $30'$, świadczą o prądowo-falowej genezie tych form. W Wielkim Bełcie (K. Winn, 1974; F. Werner, R.S. Newton, 1975), na Morzu Północnym (N.H. Kenyon, 1970; R.H. Belderson i in., 1972) i na Morzu Białym (W.A. Syczew i in., 1976) duże ripplemarki mają podobną długość grzbietów oraz zbliżony rozstęp przy większej wysokości i większym kącie nachylenia zboczy, co prawdopodobnie sugeruje, że formy występujące na Ławicy Słupskiej są częściowo rozmyte. Przebieg grzbietów z NE na SW i orientacja bardziej stromych zboczy w kierunku SE wskazują na ten kierunek przemieszczania się osadów. W części środkowej i południowo-zachodniej Ławicy Słupskiej występują duże ripplemarki o rozmiarach mniejszych niż w części południowo-wschodniej. Długość ich grzbietów dochodzi do 200 m, a rozstęp między nimi waha się od 10 do 40 m (tabl. II, fig. 7; tabl. III, fig. 10). Istnieje kilka systemów orientacji dużych ripplemarków, co wskazuje na lokalne kierunki przemieszczania osadów. Formy te zbudowane są tu z piasków drobno- i średnioziarnistych ($M_z > 1,0 \phi$), dobrze i bardzo dobrze wysortowanych ($\sigma_1 < 0,5 \phi$). Zawartość minerałów ciężkich jest większa od 1% wag., a stosunek zawartości granatów do amfiboli jest mniejszy od 1.

Duże ripplemarki występujące w rejonie Ławicy Odrzanej mają nieco mniejsze rozmiary. Długości grzbietów dochodzą do 40 m, a rozstęp do 5 m.

Z przeprowadzonych badań wynika, że głównymi czynnikami warunkującymi powstawanie form dna na obszarze południowego Bałtyku są prądy falowo-wiatro-

we. W przypadku Morza Północnego i Białego formy dna tworzą głównie silne, regularne prądy pływowe, a w przypadku Cieśnin Duńskich – okresowo silne, przydenne prądy wpływające do Bałtyku, dlatego też struktury te są tam dobrze rozwinięte i wykazują przeważnie stałą orientację. Na południowym Bałtyku, w strefie głębokości do 20 m, prądy przydenne o prędkościach wystarczających do tworzenia dużych form dna występują w okresach sztormowych. Mają one różne kierunki, zależnie od kierunku generującego je wiatru. Stąd w zależności od siły i kierunków prądów powstają populacje dużych ripplemarków, różniące się rozmiarami i orientacją. O zróżnicowanych prędkościach prądów świadczy też współwystępowanie słabo rozwiniętych wstęg piaszczystych i pól piaszczystych. W obrębie strefy płytkowodnej południowego Bałtyku nie stwierdzono śladów opływania (cieni piaszczystych i znaków komet), co prawdopodobnie związane jest ze stosunkowo małymi rozmiarami tych form, których wykrycie za pomocą używanego do badań sonaru nie było możliwe.

WNIOSKI

1. Przeprowadzone badania potwierdziły dużą przydatność zastosowanej metody do identyfikacji struktur sedymentacyjnych na powierzchni dna morskiego.

2. Rozmieszczenie form dna w obrębie rozpatrywanych obszarów umożliwia określenie przebiegu procesów działających na dno w powiązaniu z reżimem hydro-meteorologicznym.

3. Prawidłowa interpretacja warunków dynamicznych środowiska sedymentacyjnego na podstawie form dna możliwa jest na drodze wielokrotnego zdjęcia sonarowego w powiązaniu z cechami litologicznymi osadów budujących te formy.

4. W północnej części Ławicy Słupskiej – w strefie występowania nieciągłej pokrywy piaszczystej – przeważającymi formami dna są półka piaszczyste i wstęgi piaszczyste, których obecność wskazuje na przewagę procesów erozji.

5. W południowej części Ławicy Słupskiej w strefie występowania ciągłej pokrywy piaszczystej, która zbudowana jest z piasków średnio- i drobnoziarnistych, stwierdzono pola dużych ripplemarków, często o różnej orientacji.

6. W części południowej ławicy przeważającym procesem jest sedymentacja, natomiast w części wschodniej – w strefie występowania dobrze rozwiniętych dużych ripplemarków – erozja.

7. Współwystępowanie form dna o różnej orientacji wskazuje, że powstały one pod wpływem odmiennych warunków hydrodynamicznych.

8. Różnice między formami występującymi na rozpatrywanym obszarze a formami znanymi z Morza Północnego, Morza Białego i Wielkiego Bełtu związane są z działaniem odmiennych czynników hydrodynamicznych.

9. Badania przy użyciu sonaru o dużej szerokości pasa sondażowego umożliwiają prawidłowe wyznaczenie granic litologicznych osadów, co jest szczególnie istotne przy opracowaniu mapy osadów bałtyckich.

PIŚMIENNICTWO

- ALLEN J.R.L. (1968) — The Nature and Origin of Bed-Form Hierarchies. *Sedimentology*, **10**, p. 161–182, nr 3. Amsterdam.
- ALLEN J.R.L. (1977) — Fizyczne procesy sedymentacji. PWN. Warszawa.
- BELDERSON R.H., KENYON N.H., STRIDE A.H., STUBBS A.R. (1972) — Sonographs of the Sea Floor — a Picture Atlas. Elsevier. Amsterdam. London. New York.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R. (1976) — *Sedymentologia*. Wyd. Geol. Warszawa.
- KENYON N.H. (1970) — Sand Ribbons of European Tidal Seas. *Mar. Geol.*, **9**, p. 25–39, nr 1. Amsterdam.
- KOTLIŃSKI R. (1978) — Osady denne Ławicy Słupskiej. *Arch. Inst. Geol. Sopot.*
- NEWTON R.S., WERNER F. (1972) — Tranzitional-Size Ripple Marks in Kiel Bay (Baltic Sea). *Meyniana*, **22**, p. 89–94. Kiel.
- SCHWARTZ M.L. (1966) — Subaqueous Sand Dunes. In: *The Encyclopedia of Oceanography*, ed. R.W. Fairbridge Reynolds. New York.
- UŚCINOWICZ S. (1978) — Ocena przydatności echosondażu poziomego typu *side-scan-sonar* do interpretacji genezy form dna. *Kwart. Geol.*, **22**, p. 958–959, nr 4. Warszawa.
- WERNER F., NEWTON R.S. (1975) — The Pattern of Large-Scale Bed Forms in the Langeland Belt (Baltic Sea). *Mar. Geol.*, **19**, p. 29–59, nr 1. Amsterdam.
- WERNER F., ALTENKIRCH J., NEWTON R.S., SEIBOLD E. (1976) — Sediment Patterns and their Temporal Variation on Abrasion Ridges in a Moderate Flow Regime (Stoller Ground Western Baltic). *Meyniana*, **28**, p. 95–105. Kiel.
- WINN K. (1974) — Present and Postglacial Sedimentation in the Great Belt (Western Baltic). *Meyniana*, **26**, p. 63–101. Kiel.
- СЫЧЕВ В.А., ЧАХОТИН П.С., ШЕХВАТОВ Б.В. (1976) — Применение гидролокатора бокового обзора при исследовании песчаных волн на дне Белого моря. *Океанология*, **16**, стр. 935–938, вып. 5. Москва.

Рышард КОТЛИНЬСКИ, Шимон УСТИНОВИЧ

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ДНА В ВЫБРАННЫХ РАЙОНАХ ЮГА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Резюме

На территории Слупской Банки и на юго-востоке Банки Одры, благодаря непрерывному горизонтальному акустическому профилированию, типа *side-scan-sonar* определены седиментационные структуры поверхности dna моря. Для исследований использовался сонар фирмы *Kelvin Hughes* типа *Transit Sonar MS, 43 MK1*. На Слупской Банке выполнено 138 НМ (256 км) эхолотирования в пределах 0–550 м, а в районе Банки Одры — 65 НМ (120 км) в пределах 0–275 м. В обоих случаях угол наклона главного горизонтального луча составлял от 3° до 5°, а вертикального — 51°, одновременно выполнялось вертикальное эхолотирование. Измерения производились, при скорости движения судна около 4 узлов, причём протяжённость профиля определялась при помощи радионавигационной системы ДЕССА с отсчётом положения через каждые 10 мин.

По полученным сонограммам выделены следующие формы dna: песчаные волны (рипл-марк), песчаные ленты и небольшие поля, а также установлены границы распространения не-

прерывного песчаного покрова (фиг. 1). На Слупской Банке в зоне прерывного песчаного покрова в основном встречаются небольшие песчаные поля и локально песчаные ленты, наличие которых говорит о преобладании эрозионных процессов. Песчаные ленты в районе Банки Одры (табл. I, фиг. 3), ориентированы в ССЗ-ЮЮВ направлении, их длина около 500 м, ширина 30—50 м, а расстояние между ними колеблется от 40 до 100 м. Показанная на таб. I, фиг. 4 наложение песчаной ленты на песчаное пятно, указывает на реликтовый характер некоторых отмеченных форм. Формы, показанные на табл. II, фиг. 5, вероятно, являются начальной фазой образования песчаных лент. На Слупской Банке в зоне непрерывного песчаного покрова, состоящего из средне и мелкозернистых песков, отмечены поля больших, часто различно ориентированных, песчаных волн. Юго-восточный район характерен наличием больших знаков ряби с обычно прямолинейными гребнями, достигающих 800 м длины, с промежутками между ними от 90 до 100 м и высотой до 0,5 м (табл. III, фиг. 8 и 9). Поперечный разрез, иногда симметричный, но чаще всего ассиметричный, с наклоном более крутого склона до 2° , а менее крутого около $30'$, свидетельствует о образовании этих форм под действием течений и волн. В Большом Белте и на Северном море большие знаки ряби имеют примерно такую же длину гребней и расположены примерно на таком же расстоянии друг от друга при большей высоте и более крутых склонах, что, вероятно, говорит о том, что на Слупской Банке эти формы частично размыты. В центральной и юго-западной частях Банки отмечаются большие знаки ряби меньшего размера, чем на юго-востоке. Длина их гребней достигает 200 м, а интервалы между ними колеблются от 10 до 40 м (табл. II, фиг. 7; табл. III, фиг. 10). Ориентировка продольных осей гребней различна. Большие знаки ряби, имеющие место в районе Банки Одры, несколько меньше по размерам. Длина их гребней достигает 40 м, интервалы между ними доходят до 5 м. Различная ориентировка донных форм говорит о их происхождении под влиянием различных гидродинамических факторов.

Исследования позволили установить, что главными определяющими факторами образования донных форм на юге Балтийского моря являются ветро-волновые течения. В случае Северного и Белого морей донные формы образуются главным образом под воздействием сильных регулярных циркуляционных течений, а в Большом Белте под воздействием сильных периодических течений, впадающих в Балтийское море. Установлено различие форм на рассматриваемой территории, в Северном и Белом морях и в Большом Белте, обусловленное отличием гидродинамического режима юга Балтийского моря.

Ryszard KOTLIŃSKI, Szymon UŚCINOWICZ

SEA-FLOOR SEDIMENTARY STRUCTURES IN SELECTED REGIONS OF THE SOUTHERN BALTIC SEA

Summary

On the basis of continuous horizontal acousting profiling of the side-scan-sonar type, sea-floor sedimentary structures of the Słupska Bank and north-eastern part of the Odra Bank were analysed. The survey was carried out with the use of sonar *Transit Sonar MS, 43 MK1*, made by *Kelvin Hughes*. Echo sounder profiles made within the range 0–550 m in the Słupska Bank area are 138 NM (256 km) long, and those, made within the range 0–275 m in the Odra Bank area – 65 NM (120 km) long. The main beam angles was equal $3-5^\circ$ (horizontal) and 51° (vertical) in the profiling. The operations were accompanied by simultaneous vertical echo sounder profiling. The ship speed was about 4 knots and its positions during profiling were determined with the use of radio navigation system *Decca* by readings in 10 min. intervals.

On the basis of the obtained sonographs, the following sea-floor forms were identified: megaripples, sandy ribbons and sand patches, as well as the extent of continuous sandy cover (Fig. 1). In the zone of occurrence of discontinuous sandy cover in the Słupska Bank area, sand patches predominate. In places, they are accompanied by sand ribbons which indicate predominance of processes of erosion of sea-floor deposits. In the Odra Bank (Table I, Fig. 3), sand ribbons are NNW–SSE oriented, about 500 m long, 30 to 50 m wide and their spacing is varying from 40 to 100 m. The overlap of sand ribbon and patches (Table I, Fig. 4) implicates relic nature of some of the recorded forms, whereas the forms displayed by Table II, Fig. 5, presumably represent initial phase of formation of sand ribbons. Fields of megaripples, often varying in orientation, were found in the zone of occurrence of continuous sand cover, built of medium- and fine-grained sands in the Słupska Bank. The south-eastern region is characterized by the occurrence of megaripples, usually with rectilinear crests, up to about 800 m long and 0.5 m high, and with spacing ranging from 90 to 100 m (Table III, Figs. 8, 9). Transversal section of megaripples, most often asymmetrical, with steeper slope inclined at about 2° and the gentler – at about $30'$, and only sometimes symmetrical, indicates current-wave genesis of these forms. Megaripples known from the Great Belt and North Sea are similar in length of crests and spacing, differing in larger height and steeper inclined slopes which may indicate partial destruction of the forms recorded in the Słupska Bank. In the central and south-western parts, megaripples are smaller than those known from the south-eastern part: crests of the former are up to 200 m long and the spacing is varying from 10 to 40 m (Table II, Fig. 7; Table III, Fig. 10). Orientation of longer axes of crests is also varying. Megaripples occurring in the Odra Bank area are also small in size: their crests are up to 40 m long and spacing is up to 5 m. Cooccurrence of sea-floor forms varying in orientation indicates their origin under different hydrodynamic conditions.

The studied showed that the origin of sea-floor forms of the southern Baltic was mainly determined by waving-wind currents. In the case of the North Sea and White Sea, such forms are usually formed by strong, regular tidal currents, and in the case of the Great Belt – by seasonal, strong bottom currents flowing to the Baltic. The recorded differences between forms found in the studied area and those known from the North Sea, White Sea and Great Belt appear related to different hydrodynamic regime of the southern Baltic.

TABLICA I

Fig. 2. Echogram ukształtowania powierzchni dna zbudowanego z materiału grubookruchowego na podłożu gliny zwalowej oraz z piasków w obszarze występowania wstęg piaszczystych; głęb. 10–20 m; rejon Ławicy Odrzanej

Echogram of sea floor built of coarse-detrital material resting on tills, as well as of sands in areas of occurrence of sand ribbons; depth – 10–20 m; Odra Bank area

Fig. 3. Grupa pięciu wstęg piaszczystych o długości około 500 m i szerokości 30–50 m, rozstęp zmienny maksymalnie do 100 m; głęb. do 18–20 m; rejon Ławicy Odrzanej

Group of 5 sand ribbons about 500 m long and 30–50 m wide; spacing of sand ribbons is varying, up to 100 m at the most; depth up to 18–20 m; Odra Bank area

Fig. 4. Pólka piaszczyste różnych rozmiarów, większe o wymiarach: 300 × 150 m, 500 × 200 m i 250 × 100 m. W środkowej części widoczne dwie wstęgi piaszczyste: jedna o długości ok. 400 m i szerokości ok. 40 m, na drugiej częściowo nałożone pólko piaszczyste, prawdopodobnie powstałe później; głęb. ok. 10 m; Ławica Słupska

Sand patches varying in size major fields attain 300 × 150 m, 500 × 200 m and 250 × 10 m in size. Two sand ribbons may be noted in the center: one, about 400 m long and about 40 m wide, the other is partly overlapped by presumably younger sand patch, depth – about 10 m; Słupska Bank

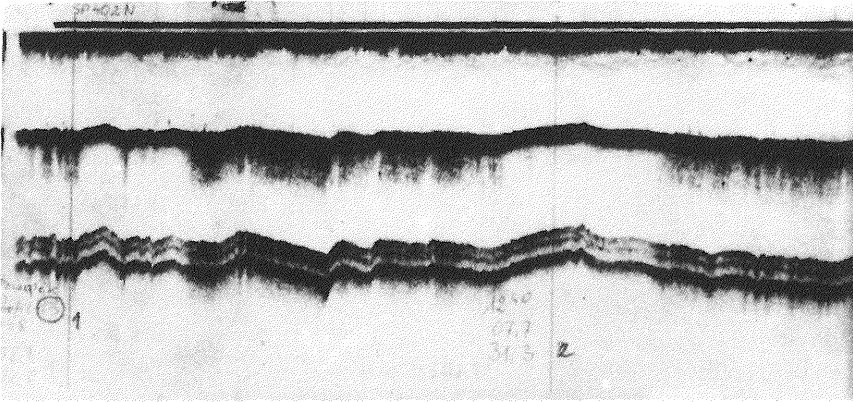


Fig. 2

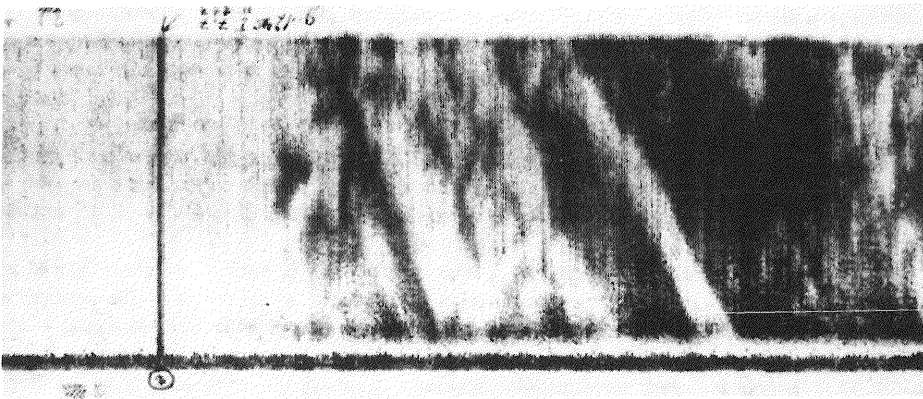


Fig. 3

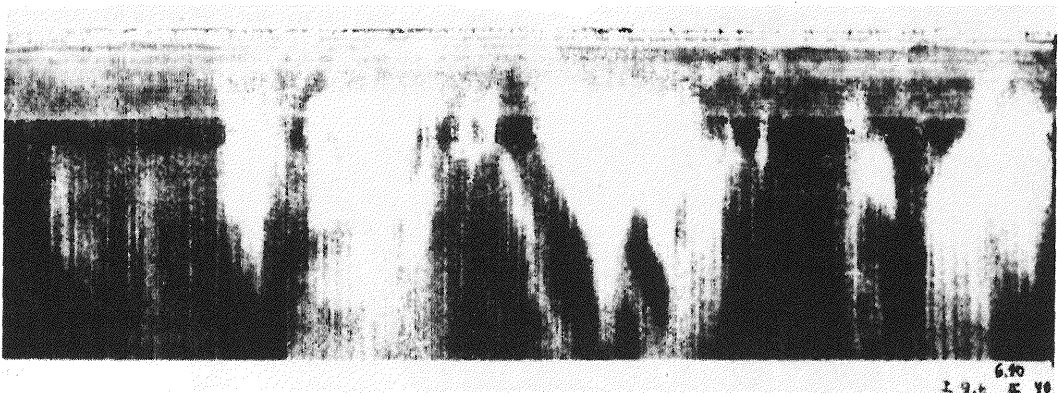


Fig. 4

Ryszard KOTLIŃSKI, Szymon UŚCINOWICZ – Struktury sedimentacyjne powierzchni dna wybranych rejonów południowego Bałtyku

TABLICA II

Fig. 5. W lewej części widoczne dwa pólka piaszczyste, w części prawej pole dużych ripplemarków rozwiniętych jako formy drugorzędne na półku piaszczystym; długość grzbietów ok. 30–40 m, rozstęp ok. 4–5 m. Trzy wydłużone jasne smugi o długości 150–200 m i szerokości ok. 30 m są słabo rozwiniętymi wstęgami piaszczystymi, prawdopodobnie w fazie inicjalnej; głęb. 18–20 m; rejon Ławicy Odrzanej

Two sand patches are visible in the left, and a field of megaripples in the right. The megaripples, with crests about 30–40 m long and spacing about 4–5 m, are developed as second-order forms in sand patch. Three elongate light streaks, 150–200 m long and about 30 m wide, represent underdeveloped sand ribbons presumably at the initial stage of development; depth – 18–20 m; Odra Bank area

Fig. 6. Dwie populacje dużych ripplemarków: większe kształtu półksiężyców o wymiarach ok. 30 × 40 m zwrócone wklęsłą krawędzią w kierunku transportu osadów, mniejsze występujące grupowo (powyżej) o rozstępie ok. 4–5 m i o długości grzbietów ok. 30–40 m; głęb. ok. 18 m; rejon Ławicy Odrzanej

Two populations of megaripples: larger megaripples, semicrescent in outline and about 30 × 40 m in size, are oriented with concave margin in direction of transport of deposit, and the smaller, with crests about 30–40 m long and spacing about 4–5 m, occur in groups (see above); depth – about 18 m; Odra Bank area

Fig. 7. Dwie populacje dużych ripplemarków: większe o orientacji dłuższych osi z N na S i długości grzbietów ok. 250–300 m i rozstępie ok. 27 m, mniejsze o orientacji NW–SE, długości grzbietów 60–100 m i rozstępie ok. 10 m; głęb. ok. 15–16 m; Ławica Słupska

Two populations of megaripples: larger megaripples, with crests about 250–300 m long and spacing about 27 m, are characterized by N–S oriented longer axes, and the smaller, with crests 60–100 m long and spacing about 10 m, are characterized by NW–SE oriented longer axes; depth about 15–16 m; Słupska Bank

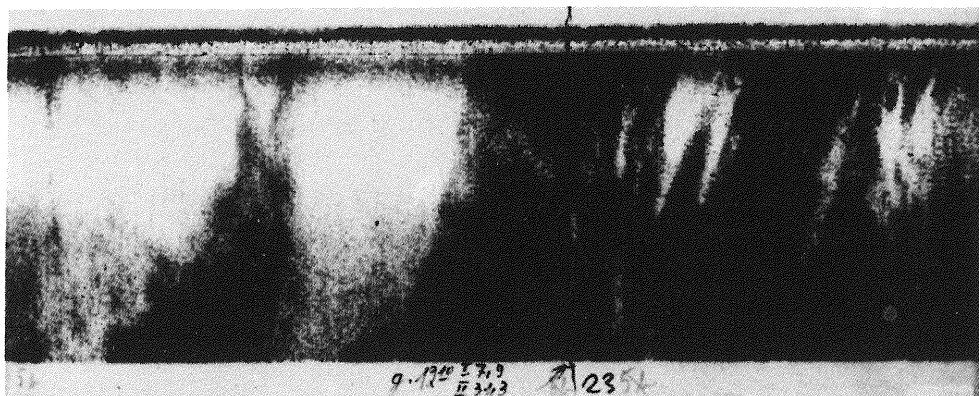


Fig. 5

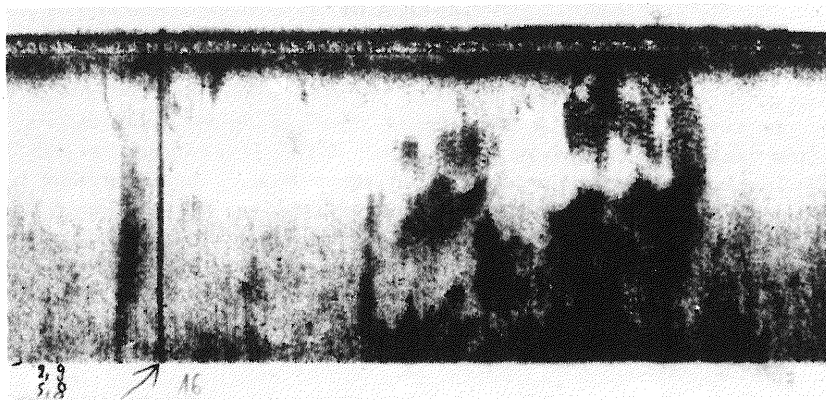


Fig. 6

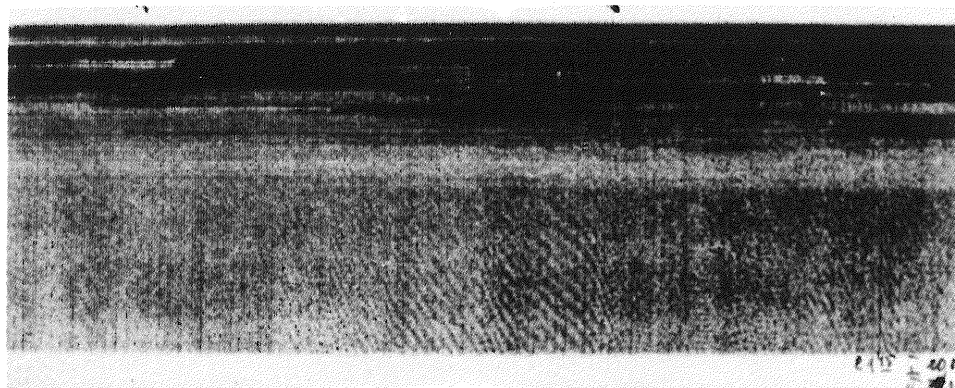


Fig. 7

Ryszard KOTLIŃSKI, Szymon UŚCINOWICZ – Struktury sedymentacyjne powierzchni dna wybranych rejonów południowego Bałtyku

TABLICA III

- Fig. 8 i 9. Duże ripplemarki o długości grzbietów do 800 m, rozstępie 90–100 m i wysokości ok. 0,5 m. Orientacja grzbietów z NE na SW, profil poprzeczny przeważnie asymetryczny, zbocza bardziej strome zwrócone na SE; głęb. ok. 20 m (fig. 8) i 25–30 m (fig. 9); Ławica Słupska
- Megaripples with crests up to 800 m long, spacing about 90–100 m, and about 0.5 m high. The crests are NE–SW oriented; transversal section is usually asymmetrical – the steeper slope is oriented south-eastwards; depth – about 20 m (Fig. 8) and 25–30 m (Fig. 9); Słupska Bank
- Fig. 10. Południowy skłon Ławicy Słupskiej. U podnóża widoczne duże ripplemarki o orientacji dłuższych osi N–S, długości grzbietów ok. 200 m i rozstępie ok. 25–30 m; Ławica Słupska
- Southern slope of the Słupska Bank; note megaripples with crests about 200 m long, spacing about 25–30 m and N–S oriented longer axes at the footslope; Słupska Bank

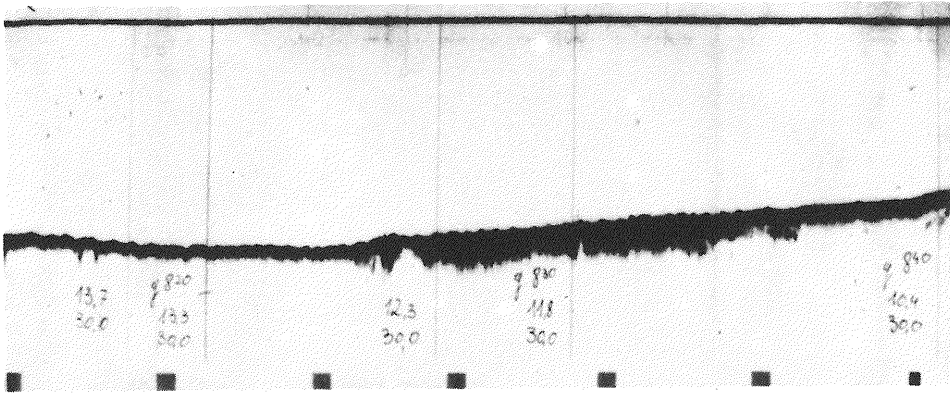


Fig. 8

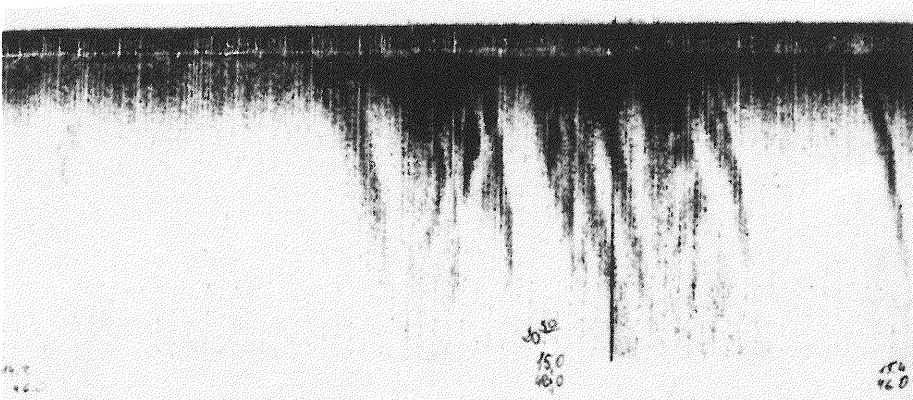


Fig. 9

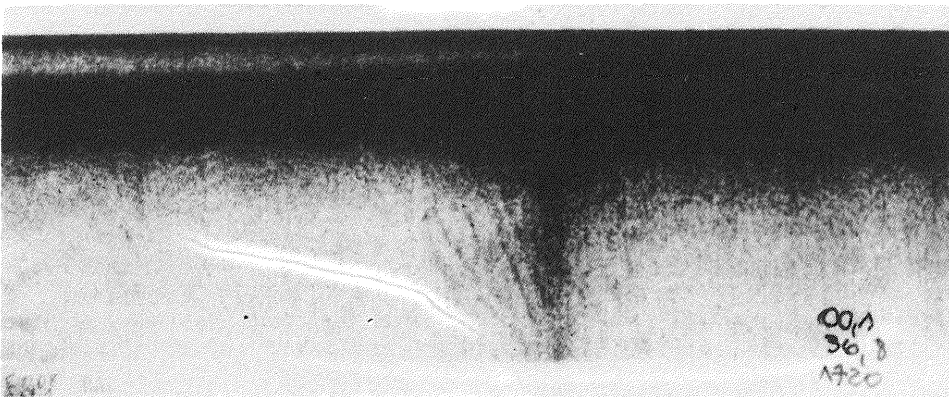


Fig. 10

Ryszard KOTLIŃSKI, Szymon UŚCINOWICZ — Struktury sedimentacyjne powierzchni dna wybranych rejonów południowego Bałtyku