

P A N S T W O W Y I N S T Y T U T G E O L O G I C Z N Y

MIROSŁAWA MICHAŁOWSKA, RADOSŁAW PIKIES

**OBJAŚNIENIA  
DO MAPY GEOLOGICZNEJ  
DNA BAŁTYKU**

1:200 000

*Von Arkusz KOSZALIN*  
*pod redakcją J. E. Mojskiego*

**WARSZAWA 1992**

Akceptował do druku dn. 25.III.1992r.  
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego  
Prof. dr hab. Krzysztof Jaworowski

©Copyright by PIG Warszawa, 1992

Państwowy Instytut Geologiczny  
Biblioteka w Szczecinie  
Nr inv. M-543

Opracowała w redakcji komputerowej  
Zakładu Publikacji PIG – mgr Hanna T. Dłużewska

Oddano do redakcji komputerowej dn. 17.XI.1992 r.

Druk PAE S.A. Zlecenie nr 17/92. Objętość 4,9 ark. wyd. Nakład 200 + 50 egz.

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	5
Batymetria i geomorfologia . . . . .	6
Batymetria . . . . .	6
Geomorfologia . . . . .	7
Formy pochodzenia morskiego . . . . .	7
Relikty form pochodzenia lądowego . . . . .	9
Obszar rzeźby poligenetycznej . . . . .	9
Charakterystyka geologiczna . . . . .	10
Stratygrafia i litologia . . . . .	10
Kreda . . . . .	10
Trzeciorzęd . . . . .	10
Czwartorzęd . . . . .	11
Plejstocen . . . . .	11
Plejstocen — holocen . . . . .	13
Holocen . . . . .	21
Rozwój budowy geologicznej . . . . .	24
Charakterystyka geologiczno-surowcowa . . . . .	27
Podsumowanie . . . . .	28
Literatura . . . . .	29

arkuszu obejmującej obszar położony między 16°00' i 17°00' długości geograficznej wschodniej oraz 54°00' i 54°40' szerokości geograficznej północnej. Granicą południową jest linia brzegowa pomiędzy miejscowościami Chłopy na zachodzie i Rowy na wschodzie. Powierzchnia terenu objętego arkuszem wynosi około 1125 km<sup>2</sup> (ok. 328 Mm<sup>2</sup>). Arkusz opracowano w Oddziale Geologii Morza PIG w Sopocie.

Badania rejsowe prowadzono na statkach PRO s/s Światowid i m/s Koral, w latach 1978-1980; podczas tych badań wykonano około 667 km profili echosondażowych, pobrano 223 próbki czerpakowe oraz 31 rdzeni o długości od 0,3 do 3,0 m (ogółem 60 mb.).

W 1981 r. przeprowadzono badania w strefie brzegowej, obejmującą plażę i strefę dna morskiego do izobaty 10 m. W trakcie tych prac uzyskano 41 profili echosondażowych, o łącznej długości 43 km i 126 próbek osadów powierzchniowych. Ogółem wykonano badania w ilości: 1,6 km echosondażu na 1 km<sup>2</sup> powierzchni, 1 próbka czerpakowa na 0,4 km<sup>2</sup> i 1 rdzeń na 36,3 km<sup>2</sup> powierzchni.

Próbki osadów powierzchniowych pobrano czerpakiem Van-Veena, rdzenie 3-metrową sondą vibracyjną. Lokalizację na morzu zabezpieczał system nawigacyjny „Decca”, dający dokładność ± 100 m. W strefie brzegowej lokalizację prowadzono przy użyciu telemetra HDM - 80, a echosondaż dna morskiego echosondą model DE 719 firmy Raytheon.

W ramach badań laboratoryjnych, w OGM w Sopocie, wykonano między innymi: 583 analizy uziarnienia, 422 analizy skału mineralów ciężkich, 355 analiz składu mineralnego frakcji piaszczystej i żwirowej, 210 analiz morfologii ziarn kwarcu oraz 38 analiz chemicznych (poza Państwowym Instytutem Geologicznym).

Zakres i metodyka badań rejsowych i laboratoryjnych są zgodne z „Instrukcją w sprawie opracowania i wydania Mapy Geologicznej Dna Bałtyku, 1:200 000” (Z. Jurowska i in., 1983).

Istnieje liczna literatura oraz opracowania kartograficzne autorów polskich, niemieckich i radzieckich, dotyczące osadów powierzchniowych całego obszaru Bałtyku. Są to jednak opracowania przeglądowe, przeważnie w różnych skalach, o różnych klasyfikacjach wydzielień litologicznych. Wynikają z tego trudności w prze-

## WSTĘP

prowadzeniu analizy porównawczej, niemniej prace te są bardzo przydatne dla ogólnej orientacji dotyczącej rodzaju i rozmieszczenia poszczególnych typów osadów.

Z prac przedwojennych, o historycznym znaczeniu, na uwagę zasługuje praca W. Hartnacka (1931). Autor ten porównywał sytuację morfologiczną dna z obserwowaną rzeźbą na sąsiadującym lądzie, rozwiniął metodę porównawczą w geomorfologii dna morskiego. Zwrócił on uwagę na pozostałości rzeźby glacjalnej, fluwialnej, natomiast nie przywiązywał wagi do przekształcającego i niszczącego oddziaływanie morza.

Z prac powojennych duże znaczenie ma praca B. Rosy (1967). Autor przedstawił słuszną koncepcję rozwoju rzeźby Bałtyku Południowego u schyiku plejstocenu i w holocene, wskazując na poligenetyczny charakter tej rzeźby. Uwypuklił przeobrażające działanie morza, nakładanie się form rzeźby pochodzenia morskiego na pierwotnie poglacialny krajobraz. Ogólne dane dotyczące morfometrii i morfologii Bałtyku Południowego przedstawia praca R. Pikiesa (1976).

Ciągle aktualna, mimo swojego przeglądowego charakteru, jest praca O. Pratjego (1948), dotycząca przebiegu stref sedymentacyjnych w Bałtyku. Przedstawiony przez tego autora rozkład facialny został w późniejszym okresie nieco zmodyfikowany przez O. Kolpa (1966).

Przy sporządzaniu arkusza Koszalin wykorzystano dane z 51 próbek osadów powierzchniowych opracowanych w Oddziale Geologii Morza w Sopocie przez R. Kotlińskiego i R. Kramarską (1977). Do opisu budowy geologicznej, szczególnie pokrywy czwartorzędowej, posłużyły wyniki uzyskane w ramach prowadzonych (w latach 1984–1988) badań geologiczno-poszukiwawczych, w celu udokumentowania złóż kruszywa naturalnego. Badaniami tymi objęty był rejon położony na północ od jezior Bukowo, Kopan i Wicko. Dla potrzeb dokumentacji w kategorii C<sub>2</sub> złoża kruszywa naturalnego wykonano 850 km profilowania sejsmoakustycznego w regularnej siatce i 800 rdzeni pobranych sondą vibracyjną (M. Masłowska, M. Michałowska, 1988).

Po zweryfikowaniu, wykorzystano w znacznej części archiwalne opracowanie „Mapy osadów dennich w skali 1:200 000, arkusz Darłowo (Koszalin)”, wykonane w Oddziale Geologii Morza w latach osiemdziesiątych (R. Gut, M. Michałowska, R. Pikies, 1982).

## BATYMETRIA I GEOMORFOLOGIA

### BATYMETRIA

Obszar objęty arkuszem położony jest na głębokości od 0,0 do 52 m p.p.m., przy czym największa część dna (66,6%) znajduje się na głębokościach od 10 do 30 m. Część dna leżąca na głębokościach 30–50 m stanowi 24,8% całego obszaru.

Występują tu dwa główne typy wybrzeża: klifowe i wydmowe (podział wg L. Bohdziewicza, 1963), a łączna długość wybrzeża wynosi około 80 km. Połowa

wybrzeża jest stale lub okresowo abradowana. W związku z tym ważne jest poznanie procesów dynamicznych zachodzących w strefie brzegowej i przeciwdziałanie wzmożonej abrazji brzegu. Prace w tej dziedzinie prowadzone są od 30 lat przez zespół badawczy Instytutu Morskiego w Gdańsku.

Izobaty mają przebieg prawie równoległy do linii brzegowej, która w tej części wybrzeża ma kierunek SW–NE. Izobata 10 m przebiega w odległości około 750 m od brzegu, za wyjątkiem dwóch rejonów: na północ od Ustki i jeziora Wicko gdzie jej odległość od brzegu wzrasta do około 3,5 km. Przebieg izobaty 20 m jest bardziej urozmaicony, a jej odległość od brzegu waha się od około 4 do 9 km. Poniżej 40 m izobaty mają przebieg prawie południkowy.

Nachylenie dna i deniwelacje są lokalnie zróżnicowane w zależności od typu rzeźby występującej w danym rejonie, przy czym maksymalne deniwelacje wynoszą do 6–8 m, a maksymalne nachylenia osiągają 7°. Najbardziej urozmaicona powierzchnia dna, falista o deniwelacjach od 2,0 do 5,0 m, występuje w części płytadowodnej morza do około 25,0 m, a wyrównane, płaskie powierzchnie — w części północno-zachodniej omawianego obszaru i na północ od jeziora Wicko.

## GEOMORFOLOGIA

Rzeźba dna Bałtyku Południowego powstała w wyniku nałożenia się form pochodzenia morskiego na zniszczoną, początkowo przez procesy denudacyjne, a później przez abrazję, powierzchnię późnoglacialną. Dominującą rolę odgrywają tu właśnie obszary rzeźby poligenetycznej, zbudowane głównie z glin zwałowych i osadów morskich. Rzeźba pochodzenia morskiego występuje głównie w strefie brzegowej i w części północno-zachodniej omawianego obszaru.

### Formy pochodzenia morskiego

**Wybrzeża klifowe** występują w okolicach Jarosławca i Ustki. Klif w Jarosławcu zbudowany jest głównie przez gliny zwałowe. Wskaźniki wieku tych glin określone metodą termoluminescencji wynoszą od 62,3–13,1 tys. lat BP co wskazuje, że są to gliny zlodowacenia północnopolskiego (R. Kramarska i in., 1990). Dno morskie u podnóża klifu, poza strefą rew, pokrywa materiał grubookruchowy. Klif położony na wschód od portu w Ustce zbudowany jest przez podatne na abrazję piaski wydmowe, leżące na glinach zwałowych i ilach warwowych lub na piaskach wodnolodowcowych. Budowa geologiczna brzegu, a zwłaszcza brak osadów zwięzłych oraz falochron portowy w Ustce sprzyjają niszczeniu brzegu, plaży i dna morskiego w tym rejonie (P. Słomianko, red., 1978).

**Wybrzeża wydmowe** przeważają na omawianym obszarze, ich długość wynosi około 65,5 km, w tym 36 km to wybrzeża wykształcone na mierzejach jezior przemorskich: Jamna, Bukowa, Kopania, przylegających do brzegu w zatoce koszalińskiej oraz jeziora Wicko w zatoce usteckiej. Wybrzeża na tych mierzejach są silnie niszczone przez procesy abrazji. Powoduje to „cofanie się” zarówno mierzei Jamna,

jak i brzegu w okolicy przetoki jeziora Bukowo. Na południowy zachód od Jarosławca procesy abrazji utworzyły klify wydmowe; aby powstrzymać zniszczenie brzegu założono tu ostrogi ochronne (L. Bohdiewicz, J. Piątkowski, 1963). Wybrzeżem wydmowym, towarzyszą rewy i rumowiska uzależnione głównie od prądów falowych. Rewy przebiegają równolegle do linii brzegowej, tworząc mniej lub bardziej płaskie wyniesienia. O występowaniu i tendencji przemieszczenia rew oraz ich ilości w Bałtyku Południowym pisał już W. Hartnack (1926). Wykonane w strefie brzegowej profilowanie echosondażowe wykazało obecność dwóch, miejscami trzech, rew.

**Podwodny sklon brzegowy** przebiega od linii brzegowej do głębokości 8,0–10,0 m, miejscami — 12,0 m (A. Mielczarski, 1963). Szerokość tej formy jest zmienna i w zatoce usteckiej znacznie większa niż w zatoce koszalińskiej. Warunki sedymentacyjne podwodnego sklonu brzegowego uzależnione są od konfiguracji linii brzegowej, budowy geologicznej wybrzeży, a głównie od warunków atmosferycznych wpływających na dynamikę morza. Długoletnie badania Instytutu Morskiego w Gdańsku wykazały deficyt rumowiska w strefie przybrzeżnej zatoki koszalińskiej. Orientacja brzegów SW–NE oraz przewaga falowania z sektora W–NW powodują (na głębokości 3–4 m) transport rumowiska ku wschodowi.

Na północ od jeziora Wicko, w obrębie podwodnego sklonu zaznacza się forma akumulacyjna zwana przez A. Mielczarskiego (1963) „garbem usteckim”. Forma ta ma kształt trójkąta, którego jedna podstawa przylega do brzegu a wierzchołek sięga w morze na około 6 km. Powierzchnia stropowa tej formy ograniczona jest izobatą 10 m. Profil sejsmoakustyczny wykonany w zachodniej części wzniesienia wskazuje, że wysokość tej formy przy brzegu jest większa i wynosi około 4,0 m, a w kierunku północnym maleje do 1,0–1,5 m. Za fluwioglacialnym pochodzeniem formy przemawia jej budowa, ponieważ w pobranych rdzeniu stwierdzono 2,7 metrową warstwę dobrze wysortowanych piasków średnioziarnistych z domieszką piasku gruboziarnistego i żwirow, których udziału spagowi jest coraz większy.

**Tarasы abrazyjne** dokumentują położenie abrazyjnych odcinków dawnych linii brzegowych, powstały w okresach dłuższej stabilizacji morza (B. Rosa, 1967, 1968; O. Kolp, 1974, 1982; K. Duhorn, 1979; T. Healy, 1981).

Na omawianym obszarze zchowało się szereg wyrownanych powierzchni, którym towarzyszą często klify kopalne. Głębokości ich występowania zaznaczono na mapie geomorfologicznej. W części centralnej i zachodniej zniszczeniu najczęściej uległy gliny zwałowe (przekrój A–B i C–D). Na powierzchniach tarasów zalega pokrywa okruchowa, o niewielkiej miąższości, pochodząca ze zniszczenia tych glin. Rzeczywistą głębokość położenia platformy abrazyjnej tarasu można określić dysponując materiałem sejsmoakustycznym. Widoczny, np. na przekroju geologicznym C–D, taras abrazyjny na głębokości 18,0 m pokrywają pagórki piaszczyste akumulacji morskiej maskując platformę abrazyjną. Tarasy części wschodniej, na północ od jeziora Wicko, powstały w osadach piaszczystych prawdopodobnie pochodzenia wodnolodowcowego.

**Równiny abrazyjno-akumulacyjne** powstały dwuetapowo: w pierwszym etapie dominowała abrażja, w wyniku której nastąpiło zniszczenie i zrównanie starszych utworów plejstoceńskich, reprezentowanych najczęściej przez gliny zwałowe, w drugim zaś — akumulacja morska, która doprowadziła do utworzenia pokrywy osadów o zmiennej miąższości, od 0,15 m do ponad 1,0 m.

Pokrywy te tworzą rówiny, wśród których wyróżniono dwa typy (R. Pikies, Sz. Uścinowicz, 1984). Pierwszy charakteryzuje się tym, że na glinie zwałowej leży pokrywa frakcyjonalnie warstwowych osadów, od zwirowo-otoczakowej transgresywnej warstwy do utworów drobnopiaszczystych; typ ten dominuje w zachodniej części omawianego obszaru. Drugi typ, stwierdzony w północno-zachodniej części (rdzenie: R5, R7 i R45), charakteryzuje się tym, że na zniszczonej powierzchni glin, w zagłębiach, występują ily brązowobrunatne reprezentujące bałtyckie jezioro lodowe (przekrój A–B). Ily te z kolei przykryte są niewielką (lub 1,5 m) warstwą piasków drobnoziarnistych, morskich. Granica między ilami a wyżej leżącymi piaskami jest erozyjna. Miejsce tu dwa, przedzielone abrażją cykle akumulacyjne.

**Równiny abrazyjne** znajdują się w części zachodniej na głębokości od 15,0 m do 30,0 m. Są to zrównane powierzchnie dna, łagodnie nachylone w kierunku północno-zachodnim i północnym przeważnie pokryte osadami grubookruchowymi. Równiny abrazyjne często sąsiadujące z tarasami abrazyjnymi tworzą się podczas powolnej transgresji morskiej.

**Równiny akumulacyjne** występują we wschodniej części badanego obszaru na północ od jeziora Wicko. Tworzące je piaski osadziły się, względnie szybko, na mało zmienionej powierzchni poglacialnej; stwierdzona sondami (np. R47) miąższość pokrywy piaszczystej wynosi ponad 3 m (R. Pikies, Sz. Uścinowicz, 1984). O morskim pochodzeniu górnej warstwy piasków (0,5–1,0 m) świadczą zawarte w nich muszle małży *Cardium* i *Macoma* albo detrytus muszlowy. Piaski z tego obszaru zawierają często redeponowany detrytus roślinny i kawałki zwięzłego drewna. Poniżej warstwy piasków z fauną morską, zalegają piaski drobnoziarniste i muliste miejscami z przewarstwieniami mułku, o nieustalonym pochodzeniu.

### Relikty form pochodzenia lądowego

Fragmenty niewielkich, marginalnych dolin wód roztopowych zaznaczają się w górnej części połogiego sklonu, w północno-zachodniej części obszaru.

Zamknięte zagłębienia w powierzchni dna mają genezę trudną do określenia: część z nich to zapewne zagłębienia po martwym lodzie, inne mogą stanowić fragmenty nie całkiem pogrzebanych dolin.

### Obszar rzeźby poligenetycznej

Niedostateczna ilość danych, zwłaszcza sejsmoakustycznych spowodowała, że zaliczono tu urozmaiconą, pagórkowatą powierzchnię dna o różnej genezie. Pagórki zajmują większą część obszaru płytakowodnego (przekrój A–B i C–D). Ich wysokość względna przeważnie nie przekracza 3,5 m, maksymalnie wynosi do 6–8 m. Nachylenia zboczy wynoszą od  $1^{\circ}25'$  do  $4^{\circ}27'$ , średnio około 2,0–2,5°.

Pagórkowatą, urozmaiconą rzeźbę dna obserwujemy w zachodniej i centralnej części badanego obszaru, głównie na północ od Darłówka (profile batymetryczne 34 J i 2 E). Występuje tu różnej miąższości pokrywa piasków żwirowych, różnoziarnistych, grubo- i drobnoziarnistych, z glazarami i kamieniami, leżąca na glinach

zwałowych. Dane uzyskane ze szczegółowych badań (M. Maślowska, M. Michałowska, 1988) potwierdziły występowanie na północ od Darłówka wysoczyzny połudowej zmienionej w niewielkim stopniu w środowisku morskim. Profile sejsmoakustyczne i sondy pozwoliły też na stwierdzenie licznych reliktów strefy brzegowej typu akumulacyjnego (przekrój C-D). Są to nieregularne wzniesienia o zróżnicowanej wysokości względnej (od 1 m do 6 m) i rozmiarach (długość ich wynosi przeważnie około 0,5 km — maksymalnie dochodzi do 1,5 km). Miejscami obserwowano nakładanie się na siebie tych wzniesień i tworzenie rozległych pokryw piaszczystych. Szczególnie liczne formy te występują w strefie położonej na głębokości od 10,0 do 25,0 m, między jeziorem Bukowo i Darłówkiem.

## CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA

### STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

#### Kreda

Kreda pisząca, gezy, opoki, margle (?) — K, to najstarsze osady, na których bezpośrednio zalegają osady czwartorzędowe (w strefie wybrzeża w rejonie Jarosławca i jeziora Wicko). Kampan wykształcony jest w postaci kredy piszącej, gezy i opok z wkładkami margli, mułowców i czerwów. Strop osadów kampanu w rejonie Jarosławca nawiercono na głębokości 115 m, a w rejonie Darłowa (gdzie na osadach kredy leży trzeciorzęd) strop kredy występuje na głębokości 380 m (Z. Jurowska, i in., 1969; N. Butrymowicz i in., 1975).

Na podstawie sejsmoakustyki można przypuszczać, że osady kredowe występują na północ od Darłówka (przykryte są tam glinami zwałowymi, przekrój C-D) oraz na północny zachód od jeziora Wicko.

#### Trzeciorzęd

Dane o osadach trzeciorzędowych w strefie wybrzeża zawarte są w opracowaniu N. Butrymowicza, S. Maksiaka i M. Uniejewskiej (1975). Oligocen, o miąższości od 6 do 10 m, reprezentowany przez piaski glaukonitowo-kwarcowe z fosforytami i osady mułkowo-mułcowe z domieszką glaukonitu, występuje w rejonie miejscowości Unieście oraz jezior Jamno i Wicko, na głębokości od 80,0 do 114,8 m. Miocen charakteryzuje się dużą zmiennością litologiczną i miąższościową. Są to osady piaszczyste i piaszczysto-mułkowe z pyłem burowęglowym, a miejscami wkładkami węgla brunatnego. Miąższość miocenu wynosi od 10 m do 110 m, a powierzchnia stropowa znajduje się od około 8 m do 72 m p.p.m.. Utwory te tworzą znaczną część p.p.m. rzek podczwartorzędowej wybrzeża w rejonie miejscowości Mielno, jezior Bukowo, Kopań i okolic Ustki.

Muły piaszczyste (?) — <sub>lp</sub>Tr. Osady trzeciorzędowe występują w podłożu czwartorzędzie na całym omawianym obszarze. Obraz falowy, obserwowany na profilach sejsmoakustycznych sugeruje, że są to osady mulisto-piaszczyste. Powierzchnię stropu osadów podłoża czwartorzędzie można prześledzić na wielu profilach sejsmoakustycznych, wykonanych w części centralnej obszaru (M. Maślowska, M. Michałowska, 1988). Osadów trzeciorzędowych nie stwierdzono sondami, jedynie w sondzie wykonanej na północ od Darłówka, na głębokości 0,5 m od dna, nawiercono mułek czarny, burowęglowy, zalegający być może *in situ* lub w postaci kry, w obrębie osadów czwartorzędowych.

Strop omawianych osadów występuje na rzędnej od 18,0 do 30,0 m p.p.m.; jest to powierzchnia urozmaicona o deniwelacjach od 5,0 do 7,0 metrów (i więcej); przekrój geologiczny A-B i C-D). W strefie przybrzeżnej, na północ od jeziora Bukowo i północny zachód od jeziora Wicko, osady trzeciorzędowe wykazują dwudzielność (przekrój C-D). Miąższość górnej warstwy zmniejsza się w kierunku północno-zachodnim od 12 m do zupełnego zaniku. Na północny zachód od jeziora Wicko osady trzeciorzędowe występują w postaci różej wielkości "platów" (do 5,0 m miąższości), ponieważ erozja zniszczyła je, miejscami sięgając nawet do osadów kredowych.

Dane uzyskane w trakcie dokumentowania złóż podmorskich kruszywa naturalnego potwierdziły występowanie zaburzeń glacjektonicznych w osadach trzeciorzędowych i glinach zwałowych.

#### Czwartorzęd

Mapy geologiczne lądowej strefy przymorskiej wykazują, że osady czwartorzędowe pokrywają cały obszar lądowy przylegający do linii brzegowej. Największe miąższości obserwowano w rejonie Jarosławca (około 130 m), gdzie osady czwartorzędowe leżą bezpośrednio na osadach kredy lub oligocenu. Nieco mniejsze miąższości, ale bardziej zróżnicowane, ukazują profile wiertrnicze w części południowo-zachodniej wybrzeża w okolicach Mielna — od 27 do 76 m i w części północno-wschodniej w okolicach Ustki — od 18 do 75 m. W osadach czwartorzędowych w strefie wybrzeża występują głównie dwa poziomy glin zwałowych, fragmentarycznie rozdzielone osadami wodnolodowcowymi. Występujące na powierzchni osady zaliczone są do fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego (N. Butrymowicz i in., 1975), a niżej leżące — do zlodowacenia środkowopolskiego.

#### Plejstocen

Muły piaszczyste (?) — <sub>mp</sub>Pl. Występowanie tych osadów widoczne jest na przekroju C-D w bardzo wąskich (o maksymalnej głębokości 17 m) wcięciach typu dolinnego, wypreparowanych w glinach zwałowych. Na podstawie sejsmoakustyki można przyjąć, że obniżenia są wypełnione osadami mulisto-piaszczystymi pochodzące wodnolodowcowo-zastoiskowymi.

**Gliny zwałowe —** gęste występują prawie na całym obszarze badań; w części południowo-zachodniej i centralnej tworzą warstwę ciągłą, a w części wschodniej występują w formie ostańców abrazyjnych. Bezpośrednio na powierzchni dna morskiego wychodni glin zwałowych nie stwierdzono. Na całym obszarze przykryte są one pokrywą piaszczystą, piaszczysto-żwirową lub żwirowo-kamienistą, o bardzo zmiennej miąższości: od 0,15 m do ponad 3,0 m w części wschodniej.

W strefie płytadowodnej, powierzchnia stropowa glin zwałowych jest w niewielkim stopniu przemodelowana przez abrazję, natomiast poniżej 25 m jest prawie wyrównana i odznacza się nachyleniem w kierunku północno-zachodnim (strop jej stwierdzono na rzędnej od 11,0 do 48,0 m p.p.m.). Powierzchnia spągowa glin ma charakter urozmaicony i falisty, odzwierciedla bowiem strop osadów podłożu, czyli trzeciorzędu.

Największe miąższości glin zwałowych około 12 m stwierdzono w centralnej części rejonu badań: na obszarze południowo-zachodnim i zachodnim miąższość glin wynosi 5,0–6,0 m, miejscami — 8,0 m. W strefie przybrzeżnej, na północ od jeziora Bukowo, miąższość glin znacznie maleje lub nie występują wogóle i tam reliktów dawnych stref brzegowych typu akumulacyjnego leżą prawdopodobnie wprost na osadach trzeciorzędowych (M. Małowska, M. Michałowska, 1988). Gliny zwałowe na północ i wschód od Jarosławca i jeziora Kopan uległy miejscowemu zniszczeniu, tworząc różnej wielkości ostańce abrazyjne.

Wykonano badanie składu mineralnego metodą derywatograficzną i badania wieku bezwzględnego metodą termoluminescencji (tab. 1) dwóch próbek glin zwałowych. (Badania TL wykonali mgr S. Fedorowicz i mgr J. Olszak w laboratorium katedry Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Gdańskiego).

W punkcie dokumentacyjnym położonym około 4,5 km na WSW od Dartówka, na głębokości 16,6 m, pobrano próbki gliny szarobrunatnej, zwięzłej, z głazikami, o następującym składzie mineralnym: illit, kwarc (40–65%), kalcyt (12,1–14,1%). Wiek tej gliny wynosi  $168 \pm 25$  tys. lat BP, co wskazuje na okres zlodowacenia środkowopołskiego.

Tabela 1

## Wykaz datowań osadów

Nr rdzenia i przełotu w stw. w m	Współrzędne geograficzne		Głębokość morza w m	Rodzaj osadu	Metoda	Nr laboratoryjny próbki	Wiek w tys. lat.
	φ	λ					
356 0,35-0,90	54°31,4'	16°27,1'	11,3	gliny zwałowe	TL	UG-322	$104 \pm 15$
504 0,20-0,40	54°25,6'	16°19,0'	16,6	gliny zwałowe	TL	UG-321	$168 \pm 25$

W rdzeniu pobranym około 6 km na WSW od Jarosławca na głębokości morza 11,3 m stwierdzono występowanie gliny szarej, zwięzłej, z głazikami, zawierającej 60–70% kwarcu, 4,3–8,4% kalcytu. Wiek tej gliny oznaczono na  $104 \pm 15$  tys. lat BP, co wskazuje na pierwsze nasunięcie lądolodu zlodowacenia północnopolskiego (?).

Podana w tabelach charakterystyka litologiczna glin dotyczy ich części stropowej (maksymalnie do około 2 m). Zawartości frakcji podstawowych w glinach zwałowych przedstawiono w tabeli 2.

Minerały ciężkie stanowią od 0,53 do 0,92% (średnio 0,67% wag.) frakcji 0,25–0,125 mm. W porównaniu do masy całego osadu przeciętna zawartość mineralów ciężkich wynosi 0,11%. Wśród nich najliczniejszą grupę stanowią minerały przezroczyste (47,0%, tab. 3), a wśród nich amfibole, granaty, chloryty, biotyty, epidoty i pirokseny. Drugą ilościowo grupę tworzą minerały zmienione (31,6%), a trzecią — minerały nieprzezroczyste (19,1%). Zróżnicowanie składu mineralnego jest niewielkie, co sugeruje raczej jeden typ genetyczny glin zwałowych. Gliny zwałowe pochodzące z dna morza odróżniają się od glin zwałowych z klifów w Jarosławcu i Ustce nie tylko barwą, ale też składem petrograficznym. Gliny zwałowe w klifach we frakcjach żwirowych zawierają niewiele wapieni i dolomitów paleozoicznych, a dużą (58%) ilość skał krystalicznych i kwarcu (10%).

W składzie petrograficznym frakcji żwirowej (8–4 mm; 4–2 mm) glin zwałowych dość licznie występują skały skandynawskie: paleozoiczne wapenie z liczną fauną ramienionogów, ostracod i stromatopor oraz skały krystaliczne: szare granity, gnejsy i łupki serycytowe. We frakcjach piaszczystych wyraźnie zmniejsza się zawartość wapieni, piaskowców i skał krystalicznych na korzyść kwarcu, którego zawartość we frakcji 1,0–0,5 mm dochodzi średnio do 69,3% (tab. 4).

Badania obtoczenia ziarn kwarcu we frakcji 0,5–0,25 mm wykazały dominację ziaren kanciastych, czyli słabo obtoczonych, od 32,7 do 52,0%, średnio 42,0% (tab. 5). Pozostałe rodzaje ziaren częściowo obtoczone i obtoczone odgrywają mniejszą rolę. Powierzchnia ziarn kwarcu w glinach zwałowych jest najczęściej silnie urzeźbiona, a bardzo rzadko gładka i błyszcząca.

Oprócz, wspomnianego już wyżej, stosunkowo niewielkiego zróżnicowania składu mineralnego, małe jest również zróżnicowanie w składzie chemicznym glin, zarówno w zawartości składników podstawowych, jak i metali (tab. 6).

## Plejstocen — holocen

## Bałtyckie jezioro lodowe

**Ilły, ilły muliste lodowcowomorskie —**  $\text{^{87}Rb}/\text{^{86}Rb}$ PI-H występują w części północno-zachodniej, na glinach zwałowych. Osady tego typu znane są z rejonu Basenu Bornholmskiego, a zwłaszcza z jego południowej części (M. Michałowska, Sz. Uścinowicz, 1981), jako ilły, ilły muliste późnoglacialnego bałtyckiego jeziora lodowego. F. C. Kögler, B. Larsen (1979) opisują tego typu osady, określając, że powstały w yoldiowej fazie rozwoju Bałtyku.

Stwierdzona górną granicą zasięgu występowania ilów przebiega na głębokości 40 m; na mniejszych głębokościach morza ilły nie występują. W rdzeniu na głęboko-

Symbol wydzielenia	Typ (podtyp) granulometryczny	Liczba analiz	Uzianienie						
			Udział procentowy						
			32,0–16,0	16,0–8,0	8,0–4,0	4,0–2,0	2,0–1,0	1,0–0,5	
PI <sub>gr</sub>	gliny zwałowe	36	0,0 —	1,4 4,1	2,4 2,7	1,4 0,9	2,5 1,3	4,5 2,5	
gm PIH <sub>l,m</sub>	ilij, ilij muliste	9	0,0 —	1,7 4,9	0,7 1,6	0,2 0,5	0,2 0,4	0,3 0,5	
mH <sub>z 3-5</sub>	żwiry	2	40,5 —	32,2 —	5,6 —	1,2 —	0,8 —	9,2 —	
mH <sub>zp 3-5</sub>	żwiry piaszczyste	3	13,6 19,2	1,4 2,0	19,5 4,4	24,5 15,7	12,0 6,5	14,6 5,6	
mH <sub>pz 3-5</sub>	piaski żwirowe	20	10,6 14,9	1,4 3,5	10,4 6,3	10,5 6,9	15,6 12,6	21,2 8,2	
mH <sub>pr 3-5</sub>	piaski różnoziarniste	9	0,0 —	0,0 —	2,6 2,4	2,3 1,3	5,9 5,7	27,4 6,8	
mH <sub>pg 3-5</sub>	piaski gruboziarniste	64	0,0 —	0,0 —	1,9 2,9	3,9 3,8	17,0 17,0	40,1 13,1	
mH <sub>pø 3-5</sub>	piaski średnioziarniste	61	0,0 —	0,0 —	1,6 3,2	1,7 2,6	3,2 3,0	19,2 9,4	
mH <sub>pd 3-5</sub>	piaski drobnoziarniste	214	0,0 —	0,0 —	0,3 1,2	0,3 0,8	0,6 1,2	2,4 4,1	

wartość średnia  
odchylenie standardowe

Tabela 2  
osadów

frakcji (w mm)										Parametry rozkładu wielkości ziarna (wg wzorów R. Folka, W. Warda 1957)			
0,5–0,25	0,25–0,125	0,125–0,062	0,062–0,031	0,031–0,016	0,016–0,008	0,008–0,004	<0,004	Mz	$\sigma_I$	Sk <sub>I</sub>	K <sub>G</sub>		
7,7 4,3	15,0 6,9	16,9 6,5	6,9 6,8	6,4 3,5	6,4 2,4	5,8 2,6	22,5 13,9	—	—	—	—		
0,6 0,7	1,3 1,8	2,5 3,8	3,4 1,9	3,5 2,5	8,7 5,1	12,3 3,8	64,5 18,7	—	—	—	—		
7,4 —	2,5 —	0,3 —	0,1 —	—	—	—	—	—	—	—	—		
10,7 2,3	2,0 1,1	1,4 0,5	0,2 0,1	0,0 —	0,0 —	0,0 —	0,0 —	1,2 0,6	1,6 0,3	0,4 0,05	0,8 0,3		
17,8 10,4	10,2 5,6	3,0 2,3	0,7 1,1	0,0 —	0,0 —	0,0 —	0,0 —	0,3 0,5	1,9 0,6	0,2 0,2	0,7 0,2		
34,9 2,8	21,4 5,1	4,9 1,6	0,4 0,4	0,0 —	0,0 —	0,0 —	0,0 —	1,3 0,1	1,1 0,1	0,1 0,2	1,1 0,2		
27,3 10,5	8,4 4,3	2,3 1,9	0,2 0,5	0,0 —	0,0 —	0,0 —	0,0 —	0,7 0,4	0,9 0,2	0,05 0,2	1,2 0,4		
54,0 10,0	17,7 10,2	2,4 2,0	0,2 0,2	0,0 —	0,0 —	0,0 —	0,0 —	1,4 0,3	0,8 0,3	0,1 0,2	1,2 0,2		
9,7 10,9	48,1 23,7	37,2 28,0	1,5 2,6	0,0 —	0,0 —	0,0 —	0,0 —	2,7 0,5	0,6 0,2	0,1 0,1	1,1 0,3		

Analizy wykonali: M. Borowicz,  
B. Rzepkowska,  
M. Szulc

Symbol wydzielania	Typ granulometryczny	Liczba analiz	Zawartość mineralów ciężkich w % wag.	Skład mineralów ciężkich							
				Grupy mineralów w % ilościowych				Mineraly w %			
				Mineraly nie-przezroczyste	Mineraly zmienne	Okruchy skali	Glaukonit	Węglany	Mineraly przezroczyste	Granaty	Amfibole
Pl <sub>gz</sub>	gliny zwalowe	11* (21)**	0,67 0,1	19,1 6,9	31,6 5,9	1,2 1,0	0,9 0,3	0,3 0,3	47,0 2,8	23,5 4,4	33,4 6,1
H <sub>zp</sub> <sup>m</sup> <sub>3-5</sub>	żwiry piaszczyste	1 (3)	4,4 2,3	32,1 -	6,4 -	1,2 -	0	0	60,3 -	81,0 -	8,3 -
H <sub>pł</sub> <sup>m</sup> <sub>3-5</sub>	piaski żwirowe	9 (14)	1,6 0,6	20,5 4,6	17,2 6,2	1,5 0,9	0,7 0,7	1,1 2,4	58,9 4,5	43,2 6,3	28,3 3,7
H <sub>pr</sub> <sup>m</sup> <sub>3-5</sub>	piaski różnoziemiste	1 (7)	1,7 1,4	9,8 -	23,2 -	0,6 -	0,8 -	0,0 -	65,6 -	31,3 -	40,8 -
H <sub>pg</sub> <sup>m</sup> <sub>3-5</sub>	piaski gruboziemiste	32 (51)	2,1 2,1	23,0 8,0	14,2 5,4	2,2 2,3	0,8 1,3	0,1 0,3	53,7 6,8	47,2 14,3	23,9 9,4
H <sub>pł</sub> <sup>m</sup> <sub>3-5</sub>	piaski średnioziemiste	31 (57)	1,8 1,3	23,6 7,0	15,8 5,6	1,5 1,6	0,7 0,7	0,2 0,3	58,1 5,1	43,8 11,9	25,6 8,7
H <sub>pd</sub> <sup>m</sup> <sub>3-5</sub>	piaski drobnoziemiste	106 (208)	0,7 0,9	17,4 7,9	18,1 6,5	2,1 1,8	1,3 1,2	0,9 1,3	60,2 4,7	19,3 10,2	41,3 9,6

\* — liczba analiz jakościowych (preparaty)

\*\* — liczba analiz zawartości mineralów ciężkich

wartość średnia  
odchylenie standardowe

Tabela 3  
(frakcja 0,25–0,125mm)

przezroczyste ilościowych													
Epidoty	Pirokseny	Dysten	Turmalin	Biotyt	Chlority	Apatyt	Andaluzyt	Sylimanit	Staurolit	Wezuanian	Cyrkon	Rutyl	Mocacyt
12,7 3,2	8,4 1,5	1,6 0,9	1,4 0,7	2,6 1,5	10,2 6,4	0,2 0,3	0,4 0,3	0,8 0,4	1,7 1,5	0,3 0,3	0,3 0,3	0,7 0,6	0 0
2,3 —	1,0 —	1,7 —	0,7 —	0,3 —	1,0 —	0,0 —	0,0 —	0,0 —	1,0 —	0,0 —	2,0 —	0,7 —	0,0 —
7,8 2,5	5,7 1,5	2,7 1,3	1,1 0,9	2,3 1,2	3,5 2,8	0,1 0,1	0,2 0,3	0,5 0,4	2,8 1,4	0,1 0,1	0,6 0,4	0,6 0,5	0,1 0,1
12,2 —	5,6 —	2,2 —	1,3 —	0,9 —	1,9 —	0,0 —	0,0 —	0,3 —	1,3 —	0,6 —	0,3 —	1,3 —	0 —
8,5 3,8	6,5 3,2	2,1 1,1	0,8 0,7	1,4 1,4	3,2 4,7	0,1 0,2	0,3 0,4	0,4 0,4	2,5 1,6	0,2 0,2	1,6 1,4	0,9 0,6	0 0
9,4 3,9	7,2 2,5	2,7 1,1	1,3 1,0	0,9 0,6	1,7 1,3	0,2 0,3	0,4 0,6	0,7 0,5	3,0 1,2	0,3 0,3	1,1 1,0	1,3 0,9	0,1 0,2
16,0 4,7	6,9 2,4	1,3 0,9	1,2 0,8	2,4 2,6	6,1 5,9	0,3 0,3	0,3 0,4	0,4 0,4	1,3 1,0	0,3 0,3	1,3 1,4	1,0 0,8	0,1 0,2

Analizy wykonali: R. Kotliński,  
R. Kramarska,  
R. Pikiel

Tabela 4

Skład mineralno-petrograficzny (frakcja 1,0–0,5 mm)

Symbol wydzielenia	Typ granulometryczny	Liczba analiz	Kwarc w %	Skalenie w %	Minerały skał krystalicznych w %	Minerały skał osadowych w %	Okruchy skał krystalicznych w %	Okruchy skał osadowych w %
PI gz	gliny zwałowe	12	69,3 8,2	4,4 0,9	0,2 0,3	–	8,6 2,9	17,4 5,7
m H zp 3-5	żwiry piaszczyste	1	74,3 –	7,3 –	0,3 –	–	14,7 –	3,4 –
m H pz 3-5	piaski żwirowe	7	76,8 16,2	1,7 1,3	0,5 1,0	–	20,0 16,2	0,9 1,2
m H pr 3-5	piaski różnoziarniste	3	87,1 2,0	1,8 1,3	0,2 0,3	–	10,7 0,5	0,2 0,1
m H pg 3-5	piaski gruboziarniste	13	83,0 5,9	5,9 2,2	0,1 0,1	–	10,3 5,4	0,6 0,5
m H pe 3-5	piaski średnioziarniste	21	81,7 4,4	4,8 2,5	0,3 0,7	0,01 0,06	11,4 4,3	1,8 2,4
m H pd 3-5	piaski drobnoziarniste	37	78,2 5,1	5,8 2,3	0,2 0,3	0,02 0,06	13,3 3,7	2,3 2,3

Analizy wykonała: M. Michałowska

wartości średnie  
odchylenie standardowe

Tabela 5

Obtoczenie ziaren kwarzu (frakcja 0,5–0,25 mm)

Symbol wydzielienia	Typ granulometryczny	Liczba analiz	Klasy obtoczenia wg wzorca Russela, Taylor i Pettijohna		
			Kanciaste w %	Częściowo obtoczone w %	Obtoczone w %
PI gz	gliny zwałowe	12	42,0 6,3	32,0 2,6	26,1 4,2
m H zp 3-5	żwiry piaszczyste	1	37,0 –	28,7 –	34,3 –
m H pz 3-5	piaski żwirowe	5	46,0 6,2	31,0 5,9	22,9 6,3
m H pr 3-5	piaski różnoziarniste	3	34,8 0,9	36,1 0,5	29,1 1,3
m H pg 3-5	piaski gruboziarniste	15	36,8 10,8	36,8 9,2	26,4 5,7
m H pe 3-5	piaski średnioziarniste	5	26,1 2,9	37,5 3,4	36,4 2,5
m H pd 3-5	piaski drobnoziarniste	51	46,0 11,4	34,5 9,6	19,5 7,4

Analizy wykonały: M. Michałowska  
Sz. Uścinowicz

Tabela 6

Podstawowy skład chemiczny osadów  
(w % wag.)

Symbol wydziały	Typ granulometryczny	Liczba analiz	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S cał.
PI gr	gliny zwałowe	8	71,6 6,5	7,5 3,5	0	2,9 1,9	0,1 0,0	2,2 0,7	5,3 0,8	1,1 0,4	0,5 0,3	0 0	0,2 0,1
gm PIH l.m	ilły, ilły muliste	11	54,6 4,8	12,8 3,5	0	5,7 1,5	0,1 0,0	3,6 0,2	5,9 1,2	1,7 0,3	0,6 0,3	0 0	0,1 0,1
m H 3-5 pd	piaski drobnoluziste	3	80,5 2,5	3,0 0,3	0,4 0,2	0,5 0,2	0,02 0,00	0,4 0,3	0,4 -	1,2 0,2	0,6 0,1	0 0	0 0

wartości średnie  
odchylenie standardeAnaliza wykonana w Pracowni Petrografii i Geochemii  
Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu  
Geologicznego w Kielcach

ści morza 40 m ily są wymieszane z gliną zwałową leżącą w ich podłożu; może to świadczyć, że górną granicą występowania ilów jest erozyjna.

Iły bałtyckiego jeziora lodowego powstawały w szeregu odrębnych zbiornikach położonych na różnych głębokościach (przekrój A-B).

Zawartość frakcji podstawowych w ilach lodowcowomorskich przedstawia tabela 2. Iły mają barwę brązową i jasnobrązową, a miąższość ich wynosi od 0,20 m do ponad 2,0 m (R45, R7, R5).

Jakościowy skład mineralny ilów, określony metodą derywatograficzną, cechuje występowanie illitu, kwarcu (40%), kalcytu (6,6–17,3%) oraz chlorytów. Zawartość substancji organicznej, podobnie jak w glinach zwałowych, waha się od 0,8 do 1,8%. Skład chemiczny ilów, również bardzo zbliżony do składu chemicznego glin zwałowych, podano w tabeli 6.

## Holocen

### Morze litorynowe i bałtyka

Osady najmłodszych faz rozwoju Bałtyku występują na całej powierzchni badanego obszaru bezpośrednio na glinach zwałowych lub ilach lodowcowomorskich i prawdopodobnie na osadach trzeciorzędowych oraz wodnolodowcowo-zastoiskowych. Odznaczają się dużym zróżnicowaniem składu granulometrycznego zarówno w pionie jak i w poziomie. Najmniejsze miąższości występują w części centralnej i zachodniej (od około 0,15 do 1,0 m), a wzrastają w części północnej i wschodniej osiągając 3,0 m (patrz: „Mapa osadów na głębokości 1 m poniżej powierzchni dna”).

W części centralnej i zachodniej występują osady morskie typu rezydualnego. Na urozmaiconej powierzchni glin zwałowych, w niewielkim stopniu zniszczonej przez morze, leży warstwa osadów żwirowych, piaszczysto-żwirowych lub piaszczystych o miąższości 0,15–0,30 m (R42, R43; przekrój geologiczny A-B i środkowa część C-D). Badania wykonane przez pletwonurków wykazały, że w wielu miejscach obserwowane przez nich powierzchnie pokryte są ostrokrawędziistymi głazami (M. Masłowska, M. Michałowska, 1988), pogranżonymi (miejscami częściowo pograżonymi) w otaczających osadach; maksymalne średnice głazów osiągają 1,5–2,0 m.

Na zachód od Darłówka (przekrój geologiczny C-D) powierzchnia glin zwałowych jest wyrównana, prawie płaska; na niej leżą osady morskie żwirowe, żwirowo-piaszczyste o miąższości od około 0,15 do 1,0 m. Bezpośrednie obserwacje pletwonurków jak i sondy wykazały, że żwiry i głazy o maksymalnej średnicy od 0,25 do 0,30 m występują w postaci bruku w spągu opisywanych osadów (R11, RC). Spotykane są w nich również toczeńce glin zwałowych z podłożem. Większe głazy o średnicy 1,0–1,5 m, występują tu pojedynczo.

Mapa osadów na głębokości 1,0 m poniżej powierzchni dna pokazuje, że nagromadzenia osadów morskich o miąższościach większej niż 1,0 m występują w strefie brzegowej oraz na północy i wschodzie badanego obszaru. Związane są one z dawnymi strefami brzegowymi typu akumulacyjnego (przekrój geologiczny A-B i C-D). Formy akumulacyjne występujące w postaci wyniesień i pagórków obserwano na różnych głębokościach, od około 12 do 45 m; największe miąższości

stwierdzono w strefie brzegowej (R13 – 1,5 m; R41 – 2,75 m) oraz na głębokościach morza około 25–35 m (R1 – 1,6 m; R52 – 3,0 m; R50 – 2,5 m; R53 – 2,6 m). W wymienionych profilach rdzeni widoczne są dwa lub trzy poziomy z materiałem grubszym.

Osady budujące dawne strefy brzegowe typu akumulacyjnego są przeważnie piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe, barwy szarej, czarnej lub żółtej. Zawierają pojedyncze głązy o średnicy 0,15 m, wkładki lub grudki substancji organicznej, przewarstwienia muliste oraz muszle małża *Macoma*.

Poniżej opisano podstawowe typy granulometryczne osadów morskich występujących na powierzchni dna morskiego (warstwa około 0,20 m miąższości). Szczegółowe dane zawarto w tabelach 2–6 i na mapach parametrów rozkładu wielkości ziarna (tablice II–IX).

**Żwiry morskie** —  $z_z^m H_{3-5}$  i **żwiry piaszczyste morskie** —  $z_p^m H_{3-5}$  występują w postaci niewielkich pól, na głębokości morza 10–20 m. Barwa żwirów jest zazwyczaj szara i szarożółta. Najczęściej spotykana fauna to *Macoma baltica* (Linne) oraz *Mya arenaria* (Linne).

Wartości Mz dla żwirów piaszczystych wynoszą od -0,7 do -2,99 $\rho$ , a wartości  $\sigma_1$  od 1,41 do 2,30 co świadczy, że są to osady źle i bardzo źle wysortowane. Skład mineralno-petrograficzny żwirów i żwirów piaszczystych we frakcji od 10,0–2,0 mm wykazuje, że najliczniej występują skały kryształiczne pochodzenia skandynawskiego (od 31,0 do 82,0%). Zawartość skał osadowych jest bardzo zmienia: od zupełnego braku w osadzie, do 31,0% wapieni i dolomitów, a piaskowców — do 22,9%. W miarę zmniejszania się średnicy ziarn maleje ilość ziarn skał kryształicznych i osadowych, wzrasta udział ziarn kwarcu i we frakcji 1,0–0,5 mm wynosi on średnio 74,3% (tab. 4). Skład minerałów ciężkich, badany we frakcji 0,25–0,125 mm, wskazuje na wyjątkowo silne hydrodynamiczne przerobienie tych osadów. Potwierdza to wysoka wartość wskaźnika mineralnego G/A = 9,8 i A/B + Ch = 6,4.

**Piaski żwirowe morskie** —  $p_z^m H_{3-5}$  występują w postaci wydłużonego pasa na głębokości 10–20 m ciągnącego się od wysokości jeziora Jamno do jeziora Kopań. Niewielkie pola występują też do głębokości 35 m. Barwa piasków jest ciemnożółta do żółtoszarej. Miejscami występują w niej nagromadzenia małży *Mytilus edulis* (Linne), *Macoma baltica* (Linne) i rzadziej z rodzaju *Cardium lamarcki* (Reeve) czy *Mya arenaria* (Linne). Wartości Mz wynoszą od -0,87 do 0,51 $\rho$ , a wartości  $\sigma_1$  wahają się od 1,1 do 2,6 $\rho$ , świadcząco o złym wysortowaniu tych piasków.

Skład mineralno-petrograficzny jest podobny jak w żwirach. Skład minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wskazuje również na intensywne działanie hydrodynamiczne. Wartość wskaźnika mineralnego G/A nie jest tak wysoka jak w żwirach i wynosi G/A = 1,6, a — A/B + Ch = 6,3.

**Piaski różnoziarniste morskie** —  $p_r^m H_{3-5}$  tworzą niewielkie pola na głębokości morza 10–20 m. Największe pole, o długości około 10 km, położone jest na NW od Jarosławca. Tam piaski różnoziarniste sąsiadują z piaskami gruboziarnistymi. Piaski różnoziarniste odznaczają się barwą żółtoszarą, rzadziej jasnoszarną. Widoczne są w nich czasami ciemnoszare gniazda wzbogacone substancją organiczną. Najczęściej spotykanymi małżami są *Macoma baltica* (Linne), *Mytilus edulis* (Linne), rzadko *Mya arenaria* (Linne). Piaski różnoziarniste charakteryzują się następującymi cechami:

mi uziarnienia Mz od 1,06 do 1,5 $\rho$ ; śr. Mz = 1,3 $\rho$ , a  $\sigma_1$  od 0,9 do 1,3 $\rho$ ; śr.  $\sigma_1$  = 1,1 $\rho$  (tab. 2). Piaski te są więc na ogół źle, miejscami umiarkowanie wysortowane. Badania składu mineralno-petrograficznego frakcji 1,0–0,5 mm wykazują znaczną (do 87,1%) zawartość kwarcu; okruchów skał kryształicznych 10,7%, a skał osadowych tylko 0,2%. Skład minerałów ciężkich i wartość wskaźnika mineralnego G/A = 0,8 oraz A/B + Ch = 14,6 świadczy o spokojnych warunkach sedymentacji.

**Piaski gruboziarniste morskie** —  $p_g^m H_{3-5}$  — stwierdzono w części zachodniej i centralnej obszaru badań na głębokościach 10–35 m. Barwa ich jest żółtoszara, miejscami żółtordzawa. Występują w nich ciemnoszare lub czarne gniazda z domieszką substancji roślinnej. Najczęściej spotyka się tu skorupki *Macoma baltica* (Linne), rzadko *Mya arenaria* (Linne). Wartości Mz wahają się od -0,5 do 1,3 $\rho$ ; śr. Mz = 0,7 $\rho$ , wartości  $\sigma_1$  wynoszą od 0,5 do 1,5; śr.  $\sigma_1$  = 0,9 $\rho$  (tab. 2), są to więc piaski umiarkowanie wysortowane, sporadycznie dobrze i umiarkowanie dobrze oraz źle wysortowane.

W rozkładzie średnich wartości Mz zaznacza się określona prawidłowość związana z głębokością występowania tych piasków. Najgrubszes ziarna występują na głębokości morza 10–20 m, gdzie śr. Mz = 0,5 $\rho$ ; w strefie brzegowej śr. Mz = 1,06 $\rho$ , na głębokości 20–30 m śr. Mz = 0,7 $\rho$ , a na 30–40 m śr. Mz = 0,8 $\rho$ . Podobna zmienność istnieje dla stopnia wysortowania. Skład mineralno-petrograficzny badany we frakcji 1,0–0,5 mm jest zbliżony do składu piasków różnoziarnistych. Piaski gruboziarniste zawierają od 1,01 do 0,77% wag. minerałów ciężkich. Badania minerałów ciężkich we frakcji 0,25–1,25 mm i wskaźnik G/A, niewiele zmieniający się z głębokością morza (2,5–2,9), świadczą o przewadze procesów abrazyjnych w tworzeniu tych piasków.

Oczywiście nie cała strefa występowania tych piasków znajduje się w jednako- wym środowisku sedymentacyjnym (R. Kotliński i in., 1984). O zmiennych warunkach hydrodynamicznych środowiska sedymentacyjnego świadczy zróżnicowanie za-wartości minerałów blaszkowych, biotytu i chlorytu. Współczynnik A/B + Ch na głębokościach morza 5–10 m i 30–40 m jest zbliżony, wynosi bowiem odpowiednio 4,4 i 5,4, a na głębokościach morza 10–20 m i 20–30 m również niewiele się różni i wynosi odpowiednio 11,7 i 11,9.

**Piaski średnioziarniste morskie** —  $p_s^m H_{3-5}$  tworzą dość liczne, drobne pola, występujące na głębokościach morza od 0 do 15 m, spotyka się je także na głębokościach 26–30 m. Piaski te odznaczają się barwą żółtą, żółtoszarą, rzadziej szarą. Najczęściej spotykana fauna to *Macoma baltica* (Linne), rzadziej *Mya arenaria* (Linne) czy *Cardium lamarcki* (Reeve). Wartość Mz dla tych piasków wynosi od 0,4 do 1,9 $\rho$ , śr. Mz = 1,4 $\rho$ , a wartości  $\sigma_1$  wahają się od 0,4 do 1,6 $\rho$ , śr.  $\sigma_1$  = 0,8 $\rho$  (tab. 2), są to więc piaski umiarkowanie wysortowane, podzielone dobrze, do źle wysortowanych. Skład mineralno-petrograficzny frakcji 1,0–0,5 mm zbliżony jest do obserwowanego w innych piaskach (tab. 4). Zawartość minerałów ciężkich w piaskach średnioziarnistych waha się od 0,04 do 1,3% wag. Badania składu minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm i wskaźnik mineralny G/A od 1,6 do 2,5 (śr.= 2,1) wskazują na abazyjny charakter środowiska sedymentacyjnego, w którym tworzyły się piaski. Zawartość minerałów blaszkowych we wszystkich strefach występowania piasków jest niska, a wartość wskaźnika mineralnego A/B + Ch jest podobna.

Piaski drobnoziarniste morskie —  $H_{3-5}$  występują na różnych głębokościach morza zajmując największe powierzchnie dna, zwłaszcza w części północno-zachodniej i wschodniej. W rejonie strefy brzegowej piaski drobnoziarniste występują w postaci wydłużonego pasa, często przylegającego do brzegu. Zabarwienie piasków jest dość zróżnicowane, od jasnożółtego i szarożółtego poprzez jasnoszare do szarego i ciemnoszarego. Ciemniejsze zabarwienie uwarunkowane jest domieszką substancji roślinnej. Niektóre próbki, silnie wzbogacone w substancję organiczną, wykazują słaby zapach siarkowodoru. Często stropowa warstewka odznacza się żółtordzawym zabarwieniem. Najczęszym małzem jest *Macoma baltica* (Linne) rzadziej występuje *Mya arenaria* (Linne) i *Mytilus edulis* (Linne).

Piaski drobnoziarniste charakteryzują się wartościami Mz od 1,6 do 3,6 $\varphi$ ; śr. Mz = 2,7 $\varphi$ , a wartości  $\sigma_1$  wynoszą od 0,2 do 1,8 $\varphi$ ; śr.  $\sigma_1$  = 0,6 $\varphi$ , odznaczają się więc umiarkowanie dobrym stopniem wysortowania, rzadziej wysortowaniem bardzo dobrym i złym. Skład mineralno-petrograficzny frakcji 1,0–0,5 mm wykazuje największą zawartość kwarcu (śr. 78,2%); okruchów skał krystalicznych skandynawskich 13,3%, a osadowych — 2,3%. Piaski drobnoziarniste zawierają od 0,2 do 1,6% wag. mineralów ciężkich w stosunku do masy całego osadu. Skład mineralów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wykazuje wyraźne zróżnicowanie ilościowe, zależne od głębokości występowania piasków; zróżnicowanie to wywołane jest hydrodynamicznym oddziaływaniem morza, najintensywniej przejawiającym się na głębokości 10–20 m, o czym świadczy wartość wskaźnika mineralogicznego G/A = 0,9, a najmniejsze na głębokości 50–52 m, G/A = 0,3.

Zróżnicowane są również zawartości mineralów biotytu i chlorytu, których zawartość w strefie 10–20 m wynosi 5,9%, a na głębokości 50–52 m wzrasta do 22,9%.

## ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Stratygrafię i opis rozwoju procesów geologicznych oparto głównie na danych (profile sejsmoakustyczne i sondy) uzyskanych w trakcie dokumentowania złóż kruszywa naturalnego w części centralnej obszaru arkusza Koszalin oraz z wiercen w lądowej strefie wybrzeża.

Zagadnienia akumulacji i erozi osadów trzeciorzędowych nie są dobrze rozpoznane, osady te są zaburzone nie tylko przez ruchy tektoniczne z tego okresu, lecz także deformacje wywołane przez transgresującą lądolód (K. Kopczyńska-Żandarska, 1970; E. Rühle, 1974). Osady trzeciorzędowe znane z wiercen w strefie wybrzeża występują prawdopodobnie na całym omawianym obszarze.

Sztywny, jak można sądzić z zapisu sejsmoakustycznego, jest urozmaicony, o kilkumetrowych deniwelacjach. Miejscami, np. w rejonie północnym opisywanego obszaru i w rejonie Jarosławca osady trzeciorzędowe uległy zniszczeniu, ukazując osady kredowe. Świadczyć to może, że już w czasie poprzedzającym zlodowocenie działała silna erozja. Oprócz osadów trzeciorzędowych zaburzeniom uległy gliny zwałowe.

Lądolód skandynawski na omawianym obszarze pozostawił kompleks glin zwałowych kolejnych zlodowaceń. Zapis sejsmoakustyczny na przekroju C-D wykazuje

występowanie dwóch poziomów gliny zwałowej. Poziom górnny, z którego pobrano próbki i był datowany metodą termoluminescencji, pochodzi z końcowego etapu zlodowacenia środkowopolskiego i początku zlodowacenia północnopolskiego, i poziom dolny (zaznaczony w środkowej części przekroju C-D) reprezentujący gliny starsze (są to prawdopodobnie gliny zlodowacenia środkowopolskiego). Na brzegu w kifie Jarosławca występują gliny pochodzące z młodszych stadiów zlodowacenia północnopolskiego.

Miąższość glin zwałowych zmienia się gwałtownie w rejonie linii brzegowej; na wschód od Jarosławca wiercenia wykazują miąższość glin 127 m, a w obszarze morskim wynosi ona od około 0 do 5 m; na zachód od Jarosławca, na lądzie, gliny zwałowe mają miąższość 100 m, a w kierunku morza również są miejsca pozbawione glin zwałowych. Podobna sytuacja ma miejsce na północ od jeziora Kopań i Darłówka.

Rozmieszczenie i miąższość glin zwałowych świadczy o dużej egzarcji i erozji wodnej w okresie plejstoceńskiego. Ukształtowanie wyraźnych, zachowanych w glinach, krawędzi (na głębokościach morza od 25–35 m (przekrój A–B) i na linii brzegu od 0 do około 15 m) należy również wiązać z działalnością lądolodu.

Dopiero dokładniejsze badania sejsmoakustyczne i sondy ujawniły występowanie plejstoceńskich osadów wodnolodowcowych. Na północny zachód od Jarosławca gliny zwałowe występują jako nieregularnie rozmieszczone ostańce abrazyjne, a zagłębienia wokół nich wypełnione są osadami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi, o miąższości od 1,0 do 6,0 m (M. Masłowska, M. Michałowska, 1988).

Na północ od jeziora Bukowo (przekrój C–D) występują wcięcia typu dolinnego, bardzo wąskie, o głębokości 17 m, wypeparowane w starszych glinach zwałowych i wypełnione osadami mulisto-piaszczystymi.

W plejstocenie oprócz akumulacji osadów morenowych i wodnolodowcowych, egzarcji i erozji wodnej powstały też spiętrzenia i zaburzenia glaciektoniczne osadów trzeciorzędowych i glin zwałowych (M. Masłowska, M. Michałowska, 1988).

Okres bałtyckiego jeziora lodowego zaznaczył się depozycją osadów w części północno-zachodniej. Na zrównanej erozjyjniew powierzchni glin zwałowych, w wielu zagłębiach, na różnej głębokości, powstały iliy barwy brązowej, homogeniczne, bez wyraźnej laminacji (przekrój A–B).

Zbiorniki wodne powstały prawdopodobnie już podczas deglacacji lądolodu ostatniego zlodowacenia, przed czołem lodu; zasięg linii bregowych jest jednak trudny do odtworzenia.

Od schyłku glacjatu po okres atlantycki omawiany obszar był lądem; sedymentacja, jeżeli zachodziła, to w obniżeniach jeziornych. Torfy okresu borealnego były znane z obszaru jeziora Jamno, a wiek ich określono metodą  $^{14}\text{C}$  na  $8360 \pm 90$  lat (P. Filonowicz, 1990). Z badań nad tarasami Bałtyku Południowego i Zachodniego (O. Kołp, 1976; K. Duphorn, 1979; T. Healy, 1981) wynika, że szybkość transgresji w okresie preborealnym i borealnym była znacznie większa niż później w okresie atlantyckim, gdy okresy stabilizacji zbiornika znacznie się wydłużły. Najwyraźniej zaznaczyła się właśnie faza morza litorynowego i baltica. W nieckach współczesnych jezior przybrzeżnych stwierdzono osady słodkowodne okresu atlantyckiego z przewarzwieniami osadów z fauną morską (M. Dąbrowski i in., 1985).

Badania palinologiczne osadów na północny zachód od mierzei jeziora Bukowo, na głębokości 5 m, wykazały, że rejon ten w okresie atlantyckim był jeszcze bagnistym obszarem lądowym (K. Lubliner-Mianowska, 1963).

Powysze dane potwierdziły, że transgresja morza litorynowego charakteryzowała się zmianami poziomu wód. Abrazja niszczyła osady plejstoceńskie, a ślady jej działalności zachowały się w glinach zwałowych na różnych głębokościach. Relikty akumulacyjne stref brzegowych również zachowały się na różnych głębokościach, najwyraźniej na głębokości 25–35 m i 15–20 m. Procesy abrazji, redepozycji i akumulacji działające w okresie od morza litorynowego do morza współczesnego zadecydowały o rozmieszczeniu osadów na dnie i ich cechach litologicznych.

Dla wyróżnienia na mapie litodynamicznej stref o odmiennych procesach sedymentacyjnych przeanalizowano zawartość oraz skład mineralów ciężkich, ze szczególnym uwzględnieniem tych minerałów, które można uznać za wskaźniki procesów sedymentacyjnych (granaty i amfibole). Pomocnymi okazały się również mapy wartości liczbowych średnich średnic Mz i wysortowania wyrazonego wskaźnikiem  $\sigma_1$  oraz dane o obtoczeniu ziran kwarcu.

#### Obszar płytkomorski

**Strefa depozycji skokowej piasków drobnoziarnistych** występuje wzduż brzegu, ale też na głębokościach morza większych niż 24 m, w części północno-zachodniej omawianego obszaru oraz na głębokościach poniżej 10 m w części wschodniej. Dominują w niej piaski drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste, dobrze i bardzo dobrze wysortowane, zawierające średnio 0,41% mineralów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm i od 10 do 20% mineralów blaszkowych (B+Ch), a wartość współczynnika mineralnego G/A  $\leq 0,3$ . Charakterystyczny jest duży udział kanciastych ziarn kwarcu ( $> 60\%$ ). W obrębie tej strefy (na głębokości morza 24–35 m) wyróżnia się strefa dna o nieco odmiennych parametrach osadu: zawartość mineralów blaszkowych B + Ch = 7–10%, a wskaźnik G/A  $\leq 0,5$ . Wykonana analiza obtoczenia mineralów ciężkich — granatów oraz amfiboli — wykazała, że dominują w tej strefie ziarna źle obtoczone i kanciaste (np. wśród granatów — 95,2%, a wśród amfiboli — 79,8%).

**Strefa redepozycji osadów piaszczystych** występuje na głębokości od 10 do 24 m. Są to przeważnie piaski gruboziarniste; źródłem materiału były głównie gliny zwałowe i osady wodnolodowcowe. Średnia zawartość mineralów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wynosi 2,81%, a mineralów blaszkowych (B + Ch)  $< 3\%$ . Nieustabilizowane procesy hydrodynamiczne w tej strefie powodują, że wysortowanie osadów jest źle i bardzo źle:  $\sigma_1 > 1,0$ . Rozkład zmienności wskaźnika mineralogicznego G/A w zależności od głębokości akwenu sugeruje, że najbardziej intensywna selekcja mineralogiczna zachodzi na głębokości 17–19 m.

**Strefa redepozycji piasków głównie drobnoziarnistych** występuje w rejonie wybrzeża i na większych głębokościach morza. Cechy piasków z obu rejonów są zbliżone: średnia średnica ziarn Mz na głębokości 0–10 m wynosi  $2,51\varphi$ , a na większych — Mz =  $2,73\varphi$ ; wysortowanie ( $\sigma_1$ ) w strefie brzegowej wynosi  $1,0\varphi$ , a w głębszych rejonach —  $\sigma_1 = 0,59\varphi$ . Wartość wskaźnika mineralnego G/A na głębokości 0–10 m wynosi 0,5–0,7, a na większych — 0,5–1,0. Osady o takich parametrach są osadami znajdującymi się w fazie transportu.

**Strefa o przewadze abrazji osadów piaszczysto-żwirowych i piaszczystych** występuje na głębokościach od 0 do 24 m. W strefie tej wskaźnik mineralogiczny G/A często jest wyższy niż 2,0, a zawartość mineralów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm wysoka — średnio 2,81%. Proces rozmywania i redepozycji w tej strefie powoduje wynoszenie frakcji drobniejszych i pozostawianie grubszych grubszych piaszczysto-żwirowych z głazami.

#### Obszar głębokomorski

**Strefa depozycji okresowej piasków drobnoziarnistych** występuje na głębokości 47–50 m. Warunki sedymentacyjne są tutaj determinowane przez oddziaływanie bardzo słabych prądów przydennych, a przede wszystkim przez zjawiska falowania wewnętrznego na granicy dwóch ośrodków różniących się gęstością, zasoleniem (pyknoklina, haloklina). Osady tej strefy odznaczają się często bimodalnym uziarnieniem piaszczysto-mulistym. Strefa ta obejmuje niewielki obszar.

## CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-SUROWCOWA

**Surowce żwirowe (ż), żwirowo-piaszczyste (żp) i piaszczysto-żwirowe (pj)** występują w postaci nieregularnych pól na głębokości do około 20 m, na północ od jezior Bukowo, Kopań i Wicko. Obszar ten objęto badaniami geologiczno-rozpoznawczymi w celu udokumentowania w kat. C<sub>2</sub> złóż kruszywa naturalnego. Dokumentację złóż wykonano w Oddziale Geologii Morza w Sopocie (M. Masłowska, M. Michałowska, 1988). Złoże „Zatoka Koszalińska” obejmuje 17 pól złóżowych o łącznej powierzchni 20,7 km<sup>2</sup>; charakteryzuje się ono zróżnicowaną budową geologiczną i bardzo zmienną miąższością, średnio 0,8 m.

Badania laboratoryjne i badania w skali półtechnicznej wykazały, że kruszywo z tego złóża jest wysokiej jakości i przydatne do produkcji betonów dla wszystkich rodzajów konstrukcji, zwłaszcza tych, które wymagają wysokich wytrzymałości.

Nagromadzenia kruszywa w zatoce koszalińskiej utworzyły się w okresie transgracji morza litorynowego. Szczegółową charakterystykę pól złóżowych, rodzaj i jakość kopalin podano w dokumentacji.

Przyjęta na mapie prognoz surowcowych strefa ochrony brzegu przed abrazją przebiega od 0 do głębokości 16 m (P. Słomianko, red., 1972). Opracowując program racjonalnej gospodarki złóżem przeprowadzono dla rejonu złóżowego badania warunków środowiskowych (G. Okołotowicz i in., 1985) i wyznaczono szerokość strefy ochronnej do głębokości około 20 m (S. Mierzyński, T. Jednorąt, 1989).

**Surowce piaszczyste (pj).** Piaski drobnoziarniste występujące w rejonie omawianego obszaru nie odpowiadają kryteriom dla piasków szkłarskich, formierskich czy budowlanych. Wprawdzie pola piasków drobnoziarnistych występujące w części północno-zachodniej odznaczają się wysoką zawartością frakcji 0,25–0,063 mm (od 80 do 100%), ale ze względu na małą ich miąższość (od 0,10 do 0,80 m) należy je wykluczyć z obszaru perspektywicznego.

Piaski drobnoziarniste, stwierdzone czerpakami dennymi i występujące na powierzchni dna na północ od portu Ustka, odznaczają się stałością składu granulometrycznego. Niżejlegie piaski charakteryzują się znaczącą zmiennością granulometryczną, często są tu domieszką żwiru i piasku gruboziarnistego, jak również spotykane są toczęce gliny zwałowej oraz wkładki mułków. Cechy te, jak również domieszki detrytusu muszlowego i roślinnego, dyskwalifikują całą 3 m warstwę piasków jako materiał użyteczny dla celów gospodarczych. Mogą one być jedynie użyte przy sztucznym zasilaniu brzegów.

Nagromadzenia mineralów ciężkich w osadach powierzchniowych wynoszą od 0 do 1% wagowych; tylko niewielkie pola, w których nagromadzenie mineralów wynosi od 1 do 3% wagowych występują na północ od jeziora Jamno i portu Ustka. Według kryteriów podanych w „Instrukcji” (Z. Jurowska i in., 1983) i w pracy O. Juskowiaka i in. (1974) tak niskie zawartości mineralów ciężkich sprawiają, że nagromadzenia te należy zaliczyć do pozabilansowych.

## PODSUMOWANIE

Wyniki badań uzyskane w trakcie dokumentowania złoża kruszywa naturalnego w centralnej części obszaru objętym arkuszem Kożalin poszerzyły poważnie znanomość budowy geologicznej tej części dna Bałtyku Południowego (w porównaniu z danymi zebranymi przy wykonywaniu Mapy osadów dennich w skali 1:200 000, arkusz Kożalin). Wykazały one konieczność stosowania nowoczesnych metod badawczych, takich jak: badania sejsmoakustyczne, głębokie sondy i wiercenia (morskie) oraz bezpośrednie obserwacje dna przez pletwonurków.

Opierając się na obrazie sejsmoakustycznym, można założyć występowanie osadów trzeciorzędowych na prawie całym obszarze. Zapis sejsmoakustyczny pozwolił również określić występowanie silnych zaburzeń glacitektonicznych osadów trzeciorzędowych i glin zwałowych.

Gliny zwałowe (według datowań metodą termoluminescencji) należą do złodowacenia środkowopolskiego i początku północnopolskiego. Być może występują i starsze gliny, których poziomy zarysowują się na profilach sejsmoakustycznych.

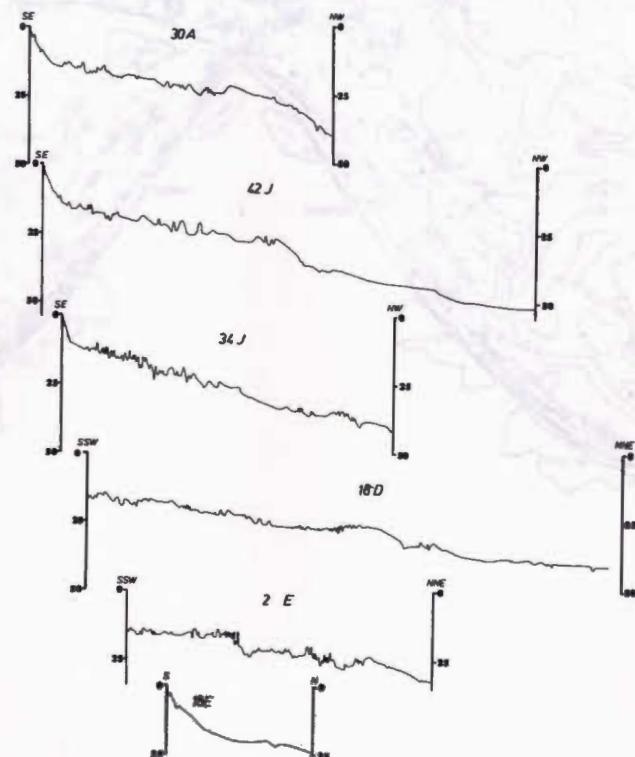
Stwierdzono, że omawiany obszar od schyiku glacjalu do okresu atlantyckiego był lądem. Sedymentacja przebiegała w obniżeniach jezior przybrzeżnych.

Najwyraźniej zaznaczyła się faza morza litornowego, pozostawiając na różnych głębokościach morza klify zbudowane z glin zwałowych, tarasy abrazyjne oraz formy akumulacyjne stref brzegowych.

## LITERATURA

- BOHDZIEWICZ L., 1963 — Przegląd budowy geologicznej i typów polskich wybrzeży. Materiały do monografii polskiego brzegu moreklego. Inst. Bud. Wod. PAN, z. 5.
- BOHDZIEWICZ L., PIĄTKOWSKI J., 1963 — Budowa geologiczna i zagadnienia geologiczno-inżynierskie jez. Jamno i okolicy. Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego. Inst. Bud. Wodn. PAN, z. 5.
- BUTRYMOWICZ N., MAKSIAK S., UNIEJEWSKA M., 1975 — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski, skala 1:200 000, arkusz Kożalin. Inst. Geol., Wyd. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI M., LUBLINER-MIANOWSKA K., ZACHOWICZ J., WYPYCH K., 1985 — Z paleontologii osadów jeziora Jamno. *Peribalticum* T. III. Wyd. GTN, Ossolineum.
- DUPHORN K., 1979 — The history of the Baltic. IV: Federal Republic of Germany. *Acta Univ. Uppsala*, Symp. Univ. Upps. Ann. Quing. Cel. 1.
- FILONOWICZ P., 1990 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, skala 1:50 000, arkusz Kożalin, Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- GUT R., MICHAŁOWSKA M., PIKIES R., 1982 — Mapa osadów dennich w skali 1:200 000, arkusz Darłowo (Kożalin). Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- HARTNACK W., 1926 — Die Küste Hinterpommerns unter Besonderer Berücksichtigung der Morphologie. Stolp.
- HARTNACK W., 1931 — Oberflächengestaltung der Ostpommerschen Grenz mark. Der Nordosten. Breslau.
- HEALY T., 1981 — Submarine terraces and morphology in the Kieler Bucht, Western Baltic, and their relation to the late Quaternary events. *Boreas*. V. 10.
- JUROWSKA Z., KRAMARSKA R., MICHAŁOWSKA M., PIECZKA F. B., UŚCINOWICZ SZ., 1983 — Instrukcja w sprawie opracowania i wydania Mapy Geologicznej Dna Bałtyku w skali 1:200 000. Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- JUROWSKA Z., KROCKA W., MICHAŁOWSKA M., MUŻA E., 1969 — Mapa dokumentacyjna Polskiego Wybrzeża Morskiego, II etap Łeba-Kożalin. Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- JUSKOWIAK O., GUSTKOWICZ S., PODĘMPSKA B., SOKOŁOWSKA G., 1974 — Opracowanie założień metodycznych do badań technologicznych, określających możliwości wydobycia użytecznych składników mineralnych. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KOLP O., 1966 — Rezente Fazies der Weslichen und südlichen Ostsee. *Paten. Geogr. Mitteilungen*. H. I.
- KOLP O., 1974 — Submarine Uferterrassen in der südlichen Ost — und Nordsee als Marken Eines Stufenweise Erfolgten Holozänen Meeresanstiegs. *Baltica* V. 5. pp. 11–40.
- KOLP O., 1976 — Die submarine Terrassen der südlichen Ost — und Nordsee, und ihre Beziehung zum eustatischen Meeresanstieg. *Beiträge zur Meereskunde*, H. 35.
- KOLP O., 1982 — Pionowe ruchy eustatyczne i izostatyczne w rejonie południowego Bałtyku. *Peribalticum* II. Problemy badawcze obszaru bałtyckiego i czarnomorskiego, GTN. Ossolineum.
- KOPCZYŃSKA-ŻANDARSKA K., 1970 — Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędowych północno-zachodniego Pomorza. *Acta geol. pol.* V. 20. z. 3.
- KOTLIŃSKI R., KRAMARSKA R., 1977 — Badania nad wytypowaniem najbardziej perspektywicznego rejonu dla poszukiwań złóż rozsybkowych minerałów ciężkich w strefie szelfu południowego Bałtyku. Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- KÖGLER F. C., LARSEN B., 1979 — The West Bornholm Basin in the Baltic Sea: geological structure and Quaternary Sediments. *Boreas* V. 8.
- KRAMARSKA R., MASŁOWSKA M., MICHAŁOWSKA M., PIKIES R., ŚLIWIŃSKI Z., TOMCZAK A., UŚCINOWICZ SZ., ZACHOWICZ J., 1990 — Pozycja geologiczna osadów plejstocenskich z dna Bałtyku Południowego datowanych metodą termoluminescencji. *Prz. Geol.* nr 5–6.
- LUBLINER-MIANOWSKA K., 1963 — Analiza pyłkowa dwoi rdzeni z dna morskiego. Mat. do monografii polskiego brzegu morskiego. Inst. Bud. Wod. PAN, z. 5.

- MASŁOWSKA M., MICHAŁOWSKA M., 1968 — Dokumentacja zasobowa w kategorii C<sub>2</sub> złoża kruszywa naturalnego „Zatoka Koszalińska”. Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- MICHAŁOWSKA M., UŚCINOWICZ SZ., 1981 — Mapa osadów dennych w skali 1:200 000, arkusz Kołobrzeg . Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- MIELCZARSKA A., 1963 — Rejonizacja strefy brzegowej polskiego wybrzeża Bałtyku w świetle interpretacji morfometrycznej. Mat. do monografii polskiego brzegu morskiego. Inst. Bud. Wodn. PAN. z. 5.
- MIERZYŃSKI S., JEDNORAŁ T., 1989 — Wyznaczenie szerokości odmorskiej strefy brzegowej w Zatoce koszalińskiej chroniącej brzeg morski od ewentualnych następstw eksploatacji górniczej złoża kruszyw naturalnych położonego w Zatoce Koszalińskiej. Wyd. NOT. Gdańsk.
- OKOŁOTOWICZ G., WARZOCZA J., DUBRAWSKI R., GRUSZCZYŃSKI B., JEDNORAŁ T., 1985 — Ocena aktualnej sytuacji ekologicznej w Zatoce Koszalińskiej oraz na Ławicach Stupekowej i Środkowej w aspekcie eksploatacji kruszyw tych akwenów. Wyd. NOT. Gdańsk.
- PIKIES R., 1976 — Analiza morfometryczna i morfologiczna dna południowego Bałtyku. Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- PIKIES R., UŚCINOWICZ SZ., 1984 — Charakterystyka form rzeźby dna Bałtyku Południowego. CVII Sesja Naukowa — Geologia Bałtyku Południowego i Regionu Szczecińskiego, Gdańsk.
- PRATJE O., 1948 — Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler Sedimente. *Deutsch Hydrogr. Zeitschr.*, Bd. 1, H. 2/3.
- ROSA B., 1967 — Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. UMK.
- ROSA B., 1968 — Obszar południowobałtycki w strefie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 74.
- RÜHLE E., 1974 — Pokrywa kenozoiczna, w: „Skaly platformy prekambryjskiej w Polsce”, cz. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol. T. 74*.
- SŁOMIANKO P., red., 1972 — Oceanologiczne studium obszarów dna Bałtyku nadających się do eksploatacji kruszywa z uwzględnieniem ochrony brzegów i żeglugi przy eksploatacji tych obszarów. Arch. Pol. Tow. Geof. Oddz. Bałtyku, Arch. Państw. Inst. Geol. Sopot.
- SŁOMIANKO P., red. 1978 — Ochrona brzegu w rejonie Ustka-Wschód z uwzględnieniem wpływu przebudowy falochronów portowych. *Prace IM*.



Profile batymetryczne

(wg. Z. Śliwińskiego)

Uwaga: tablice I – XII — skala pozioma 1: 500 000

TABLICA II

M. MICHAŁOWSKA, W. C. WARD, R. L. FOLK  
Makroelementy i mineralogia osadów morza litewskiego i bałtyckiego  
zachodniego. Działka 2. Zeszyt 2. Arkusz 1. Warszawa 1957.



### Średnia średnica ziarn — Mz ( $\varphi$ )

(wg M. Michałowskiej)

Wartości obliczono według wzoru R. L. Folka, W. C. Warda (1957)

Uwaga: tabl. II-IX dotyczą warstwy powierzchniowej (0-20 cm) osadów morza litewskiego i bałtyckiego.  
Linią przerywaną oznaczono izobaty, linią ciągłą — izarytrymy wartości odpowiednich parametrów

TABLICA III



### Wysortowanie osadów — $\sigma$ ( $\varphi$ )

(wg M. Michałowskiej)

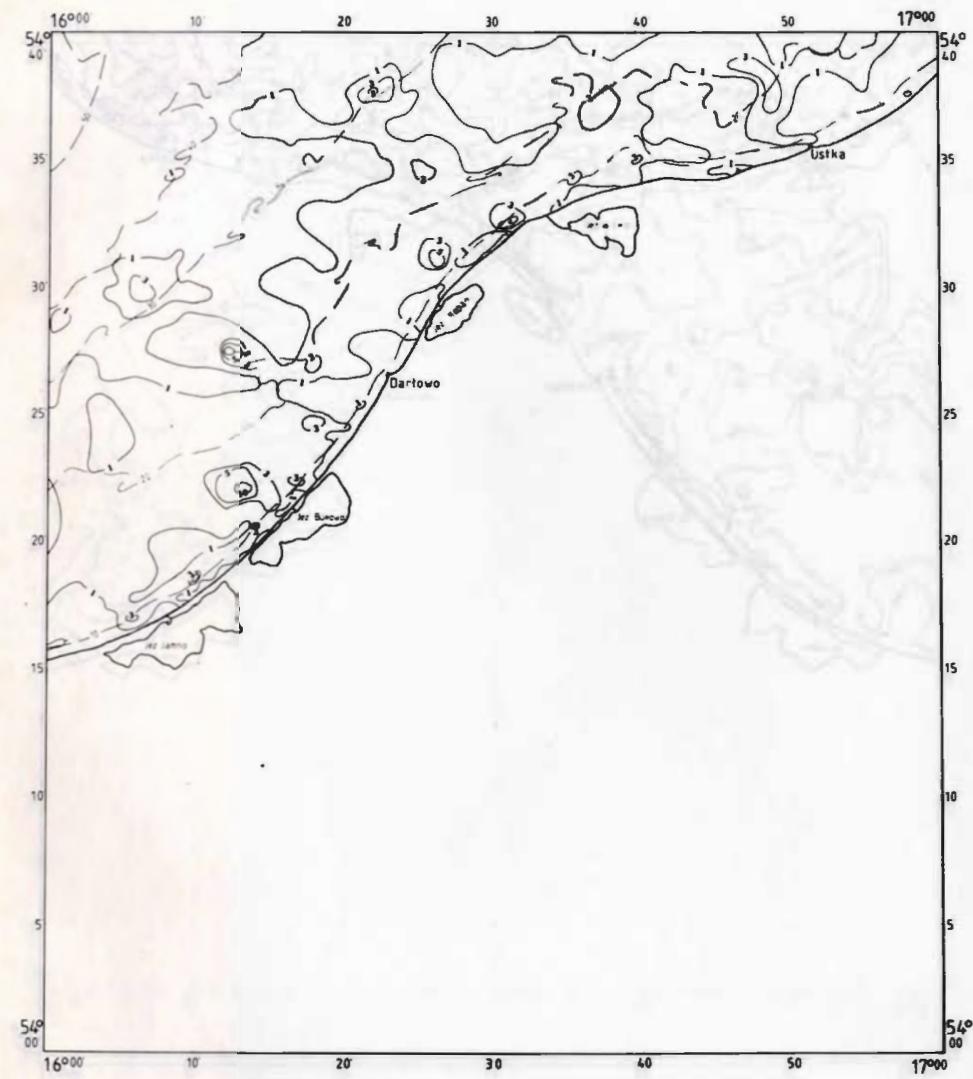
Wartości obliczono według wzoru R. L. Folka, W. C. Warda (1957) 0,35 — osady bardzo dobrze wysortowane, 0,35-0,50 — osady dobrze wysortowane, 0,50-0,71 — osady umiarkowanie dobrze wysortowane, 0,71-1,0 — osady umiarkowanie wysortowane, 1,0-2,0 — osady źle wysortowane.

TABLICA IV



Zawartość frakcji granulometrycznej 0,25–0,125 mm (w %)  
(wg R. Pikiesa)

TABLICA V



Zawartość mineralów ciężkich we frakcji 0,25–0,125 mm (w % wag.)  
(wg M. Michałowskiej)

TABLICA VI

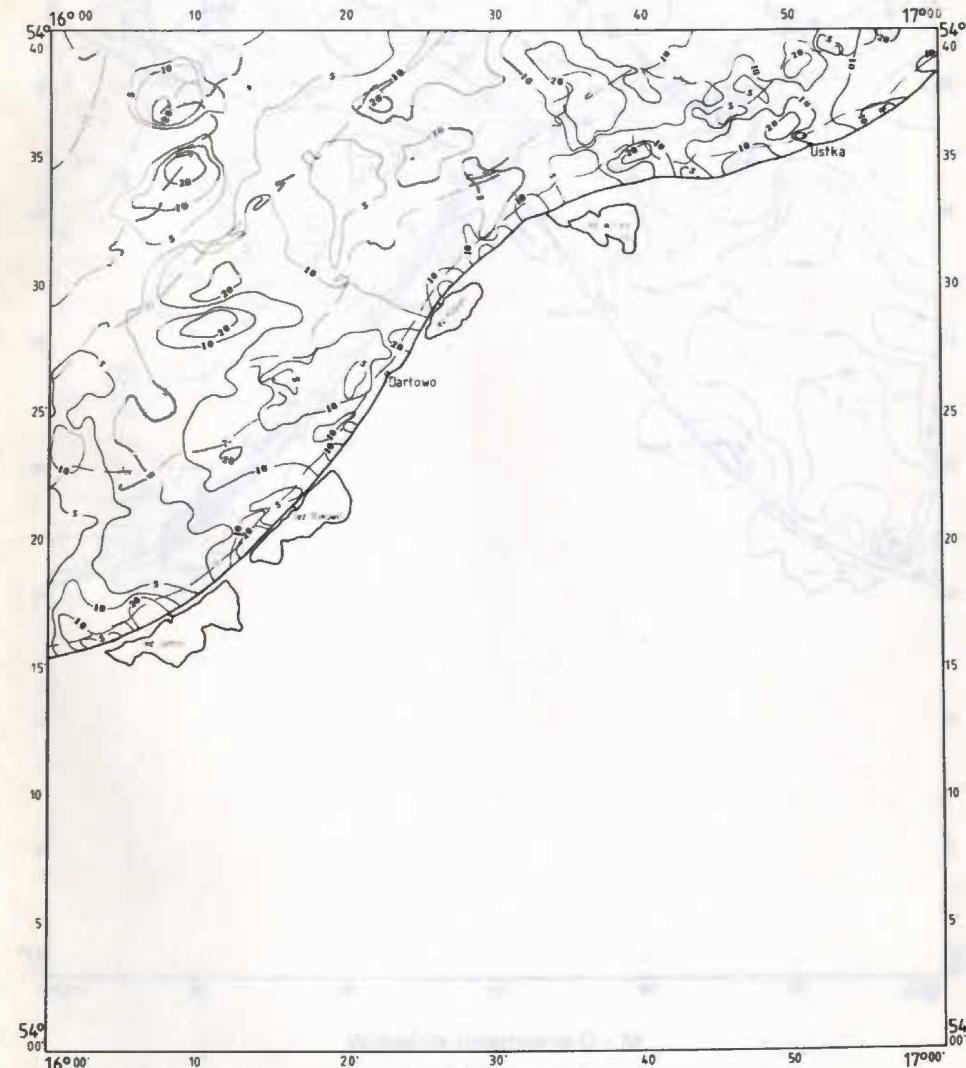


## Wskaźnik składu mineralnego G/A

(wg M. Michałowskiej)

G/A — stosunek zawartości granatów (G) do amfiboli (A)

TABLICA VII

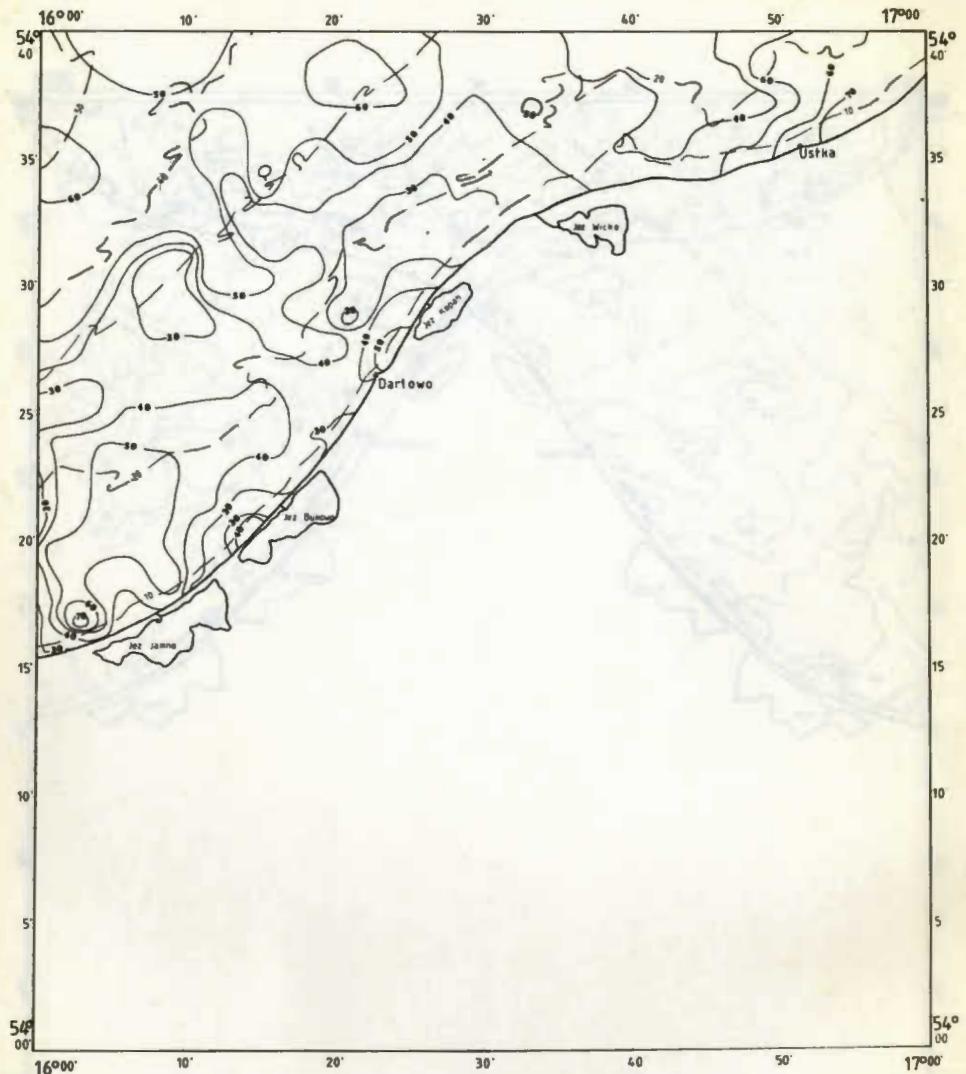


## Wskaźnik składu mineralnego A/B + Ch

(wg R. Pikiessa)

A/B + Ch — stosunek zawartości amfibolu (A) do sumy biotytu i chlorytu (B + Ch)

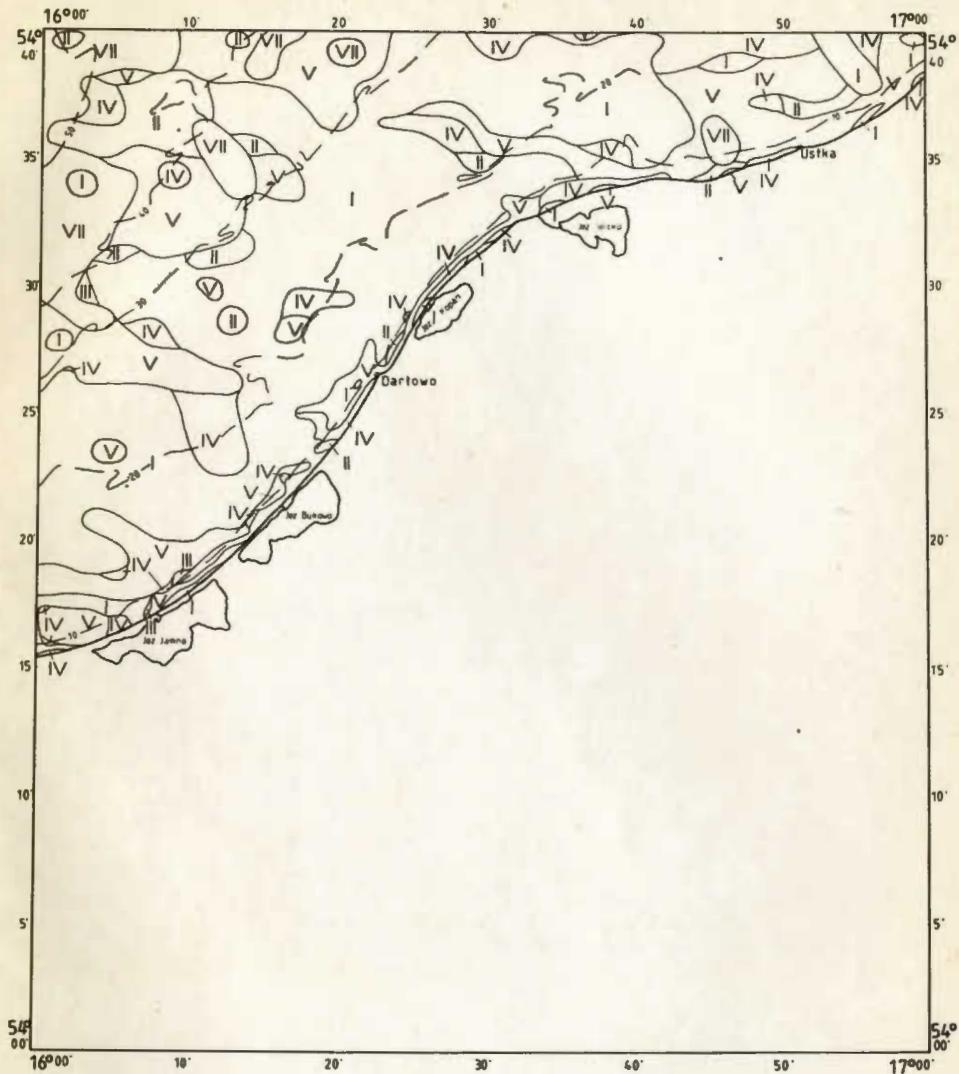
TABLICA VIII



Zawartość kanciastych i częściowo kanciastych ziaren kwarcu (K + CK) we frakcji  
0,5–0,25 mm (w %)

(wg M. Michałowskiej)

TABLICA IX



#### Wskaźnik uziarnienia C – M

(wg M. Michałowskiej)

Typy osadów według diagramu R. Passeggi, R. Byramje (1969)

C — pierwszy percentyl rozkładu wielkości ziarna ( $\mu$  m)

M — mediana rozkładu wielkości ziarn ( $\mu$  m)

I — C>1000, M>200; IV — C<1000; M>200; VII — 1000>C> 200; 100>M>15

II — C>1000, 200>M>100; V — C<1000; 200>M>100; VIII — C<1000; M>15

III — C>1000, 100>M> 15; VI — C< 200; 100>M> 15