

UKD551.352.1.051:551.313(438:261.24–13 Basen Gdański):549.623:552.52+549.514.51].02:551.793).9 794

Leszek STOCH, Krzysztof GÖRLICH, Feliks B. PIECZKA

## Litologia i skład mineralny osadów z dna Basenu Gdańskiego

W artykule przedstawiono rezultaty badań nad zmiennością składu mineralnego powierzchniowych osadów ilastych Basenu Gdańskiego z odległością od ujścia Wisły i linii brzegowej. Na podstawie zmienności składu mineralnego i chemicznego z głębokością osadu scharakteryzowano zmiany potencjału redukcyjno-oksydacyjnego i pH środowiska sedimentacji. Wydzielono poziomy o różnicowanej zawartości składników mineralnych.

### WSTĘP

Instytut Geologiczny we współpracy z Instytutem Geologii i Surowców Mineralnych AGH od szeregu lat prowadzi badania sedimentacyjne w rejonie Basenu Gdańskiego w ramach programu badań geologicznych polskiej części dna Bałtyku Południowego. Zasadniczym ich celem jest rozpoznanie zmian warunków sedimentacyjnych w okresie późnego glacjału i postglacjału (holocenu). Ma to istotne znaczenie dla określenia ewolucji Morza Bałtyckiego w tym okresie.

Zgodnie z porozumieniem zawartym między Centralnym Urzędem Geologii w Warszawie a Instytutem Geologii i Paleontologii Uniwersytetu Kilońskiego w 1975 r. zorganizowana została polsko-zachodniemiecka ekspedycja geologiczna na statku *Meteor*. Badaniami rejsowymi objęto akwen Bałtyku Południowego. Koszty prac i badań rejsowych pokryło Niemieckie Towarzystwo Naukowe. Podczas rejsu z dna Głębi Gdańskiej pobrano trzy rdzenie za pomocą udarowego, skrzynkowego próbnika rdzeniowego Köglera. Dwa rdzenia (nr M-37/13405-1,2) o długości 6 m i jeden rdzeń (nr M-37/13404-1) o długości 10 m. Głębokość morza w miejscu poboru rdzeni wynosiła 100 m (R. Kotliński, F.B. Pieczka, 1977). Orientacyjne współrzędne geograficzne miejsc poboru rdzeni są następujące: M-37/13404-1:  $\varphi N = 54^{\circ}38',8$  i  $\lambda E = 018^{\circ}52',2$  oraz M-37/13405-1:  $\varphi N = 54^{\circ}49',8$  i  $\lambda E = 018^{\circ}55',7$ .

Przedmiotem artykułu są wyniki badań składu litologicznego i mineralnego osadów ilastych z rdzeni 13404-1 i 13405-1, a także z krótkich rdzeni (dł. do 1 m) pobranych grawitacyjnym próbnikiem rdzeniowym typu GOIN z pokładu ORP *Kopernik* (20 próbek) oraz osadów powierzchniowych pobranych czerpakiem

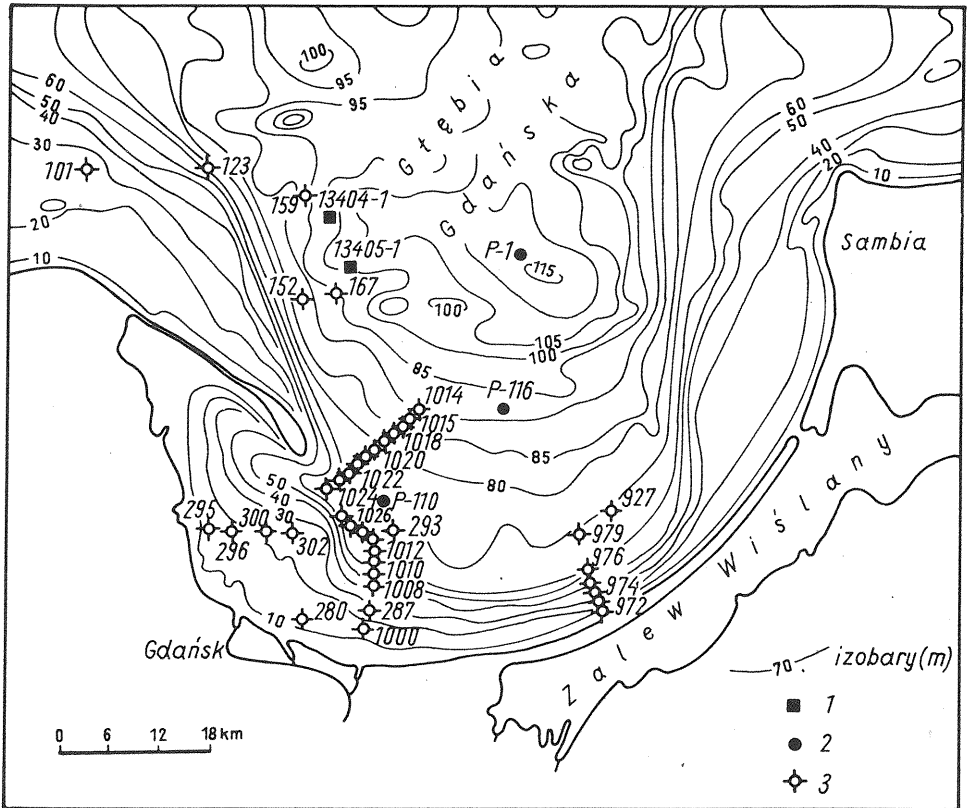


Fig. 1. Miejsce poboru próbek z Basenu Gdańskiego

Location of sampled points in the Gdańsk Basin

1 – rdzenie długie; 2 – rdzenie krótkie; 3 – próbki czerpakowe  
 1 – long cores; 2 – short cores; 3 – dragged samples

Petersena (20 próbek). Miejsca poboru próbek na tle batymetrii Basenu Gdańskiego ilustruje fig. 1.

## OGÓLNE DANE O BADANYM AKWENIE

Głębia Gdańska stanowi SE część Bałtyku Południowego. Bałtyk jest w okresie współczesnym zbiornikiem brakicznym o typowych cechach estuaryjnych. Oznacza to, że oprócz wzrostu zasolenia wzdłuż osi morza ku Cieśninom Duńskim (od 5‰ do 15‰) występuje charakterystyczna, termohaliczna warstwowość wody. Istniejący tu układ warstw reprezentuje pewien stan chwilowej równowagi dynamicznej, wytworzony przez oddziaływanie mas wodnych: oceanicznej (zasolenie 35‰) i rzecznej (mineralizacja o odmiennych niż w morzu stosunkach jonowych). Jest to układ dwuwarstwowy rozdzielony warstwą pośrednią.

W rejonie Głębi Gdańskiej zasolenie wody przydennej wynosi około 11‰, zaś przypowierzchniowej około 7‰. Cechy estuaryjne są tu silnie zaznaczone

ze względu na bliskie sąsiedztwo ujścia Wisły. Ujście to determinuje zatem w tym rejonie nie tylko ilość i jakość materiału sedymentacyjnego, ale także hydrologiczne warunki sedymentacji, które decydują o ostatecznym rozkładzie osadów powierzchniowych w badanym obszarze.

Głębia Gdańska z Zatoką Gdańską oraz Zalewem Wiślanym i Kurońskim wchodzi w skład Basenu Gdańskiego. Granicą S i SE są brzegi Zatoki Gdańskiej i Litwy, natomiast pozostałe, morskie, granice biegną umownie wzdłuż izobat 80–85 m (niekiedy 70–90 m). Właściwe dno Głębi Gdańskiej ograniczone jest izobata 90 m. Maksymalna głębokość wynosi 117 m. Basen Gdański w części NW graniczy z Basenem Gotlandzkim, od którego oddzielony jest wzniesieniem dna w postaci wału biegnącego z SW ku NE i położonego na głębokości około 80 m. Rzeźba dna Głębi Gdańskiej jest równinna, monotonna (F.B. Pieczka, 1975). Zdaniem B. Rosy (1967) oddzielający obie głębie wał, zwany Progiem Ukośnym, jest pochodzenia strukturalno-tektonicznego, natomiast np. W.K. Gudelis i E.M. Jemielianow (1976) wyrażają pogląd, że są to moreny czołowe fazy północno-litewskiej.

Morfometria Głębi Gdańskiej nawiązuje do morfologii plioceńskiej przeobrażonej przez lądolód skandynawski i holocenijskie procesy rzeźbotwórcze. Cały Basen Gdański położony jest w obrębie syneklizy bałtyckiej wypełnionej osadami paleozoicznymi i mezozoicznymi po kredę włącznie (R. Dadlez, 1976). Oś morfologiczna basenu biegnie zgodnie z osią syneklizy (F. B. Pieczka, 1972).

Osady późnoglacialne i holocenijskie Basenu Gdańskiego reprezentują najprawdopodobniej wszystkie fazy rozwojowe Morza Bałtyckiego zdefiniowane przez M. Sauramo (1958), to znaczy:

- z późnego glacjału: Morze Yoldiowe i Bałtyckie Jezioro Lodowe,
- z holocenu: preborealne Morze Yoldiowe i Morze Echeneis, Jezioro Ancy-lusowe, Morze Mastogloia, Morze Litorynowe oraz Morze Politorynowe – Limnea, Starobałtyckie i Mya.

Dzieje obszaru południowobałtyckiego, w szczególności następstwo zmian jezioro–morze i wahania poziomu morza oraz głębokości basenu, doczekały się w literaturze wyczerpującego omówienia (B. Rosa, 1968a, 1968b; O. Kolp, 1975, 1976; W.K. Gudelis, E.M. Jemielianow, 1976).

Osady późnoglacialne spoczywają konkordantnie na glinach morenowych lub osadach fluwioglacialnych, natomiast pokryte są dyskordantnie płaszczem osadów holocenijskich.

H. Ignatius (1958, 1964) oraz H. Ignatius i L. Niemistö (1971) podają generalną sukcesję stratygraficzną osadów Morza Bałtyckiego. Generalny schemat Ignatiusa znajduje potwierdzenie w pracach szeregu autorów (m. in. H. Masicka, 1975 oraz A.I. Błażczyszyn w pracy: W.K. Gudelis, E.M. Jemielianow, 1976; F.B. Pieczka, 1976; L. Stoch i in., 1976).

Skład ziarnowy osadów powierzchniowych Głębi Gdańskiej został gruntownie przebadany i opisany w literaturze (m. in.: F.B. Pieczka, 1972, 1975; H. Masicka, 1975).

W obrębie Basenu Gdańskiego F.B. Pieczka (1975) wyróżnił dwa główne obszary sedymentacyjne: 1 – obszar płytkorówni i skłonu południowobałtyckiego, 2 – obszar głębokorówni.

Płytkorównia pokryta jest głównie osadami piaszczystymi, a nawet zwirowymi, będącymi efektem sedymentacji przybrzeżnej lub stanowiącymi rezydium abrazyjne. Na obszarze płytkorówni i skłonu zaznacza się strefowość w rozmieszczeniu poszczególnych typów osadów dennych z ogólną tendencją do spadku średnicy mediany ze wzrostem głębokości i spadkiem energetyczności środowiska sedymentacyjnego.

Dotychczasowe rozpoznanie osadów powierzchniowych Basenu Gdańskiego jest niepełne, a w zakresie osadów drobnoziarnistych zupełnie wstępne. Bardziej szczegółowych informacji dostarczają opracowania radzieckie (A.I. Błażcziszyn, 1976), jednak wyniki naszych badań w niektórych punktach różnią się z rezultatami autorów radzieckich.

## ZAKRES I METODYKA BADAŃ

W celu uzyskania możliwie wszechstronnych informacji o osadzie zastosowano następujący zespół metod: analizę granulometryczną; badania szlifów za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego w świetle przechodzącym; badania za pomocą mikroskopu elektronowego scannizującego; analizy chemiczne pełne i wskaźnikowe (klasyczne i aktywacyjne); dyfraktometrię rentgenowską; spektroskopię absorpcyjną w podczerwieni; termiczną analizę różnicową.

Badania rentgenograficzne zostały wykonane na dyfraktometrze rentgenowskim DRON-1,5. Stosowano promieniowanie filtrowane Cu-K $\alpha$ . Z uwagi na złożony skład mineralny badanych osadów, w szczególności w zakresie zespołów minerałów ilastych, konieczne było zastosowanie testów uzupełniających.

Dla wykrycia minerałów pęczniących preparaty nasycano glikolem etylenowym. Dla odróżnienia chlorytu od kaolinitu, których linie rentgenowskie nakładają się, zastosowano test polegający na prażeniu próbek w temperaturze 580–600°C (850–870 K) przez 1,5 godziny. Zachowanie się chlorytu zależy jednak od rozdrobnienia, charakteru warstw oktaedrycznych i stopnia zdefektowania struktury. Inny stosowany test polegał na selektywnym rozpuszczaniu próbek w kwasie solnym 1:1 przez 5 godzin. Następuje wówczas rozpuszczanie chlorytu, zaś kaolinit nie ulega rozpuszczeniu. Dla ustalenia obecności wermikulitu zastosowano podgrzewanie do 110°C (380 K), co powinno spowodować przesunięcie refleksu 1,42–1,44 nm w kierunku położenia 1,16 nm (dla wermikulitu z monomolekularną warstwą międzypakietowej wody).

Nasycenie preparatów potasem pozwoliło na określenie wypełnienia przestrzeni międzypakietowych, co jest niezbędne dla bliższego opisu minerałów grupy wermikulitu, smektytów i struktur mieszanopakietowych. Zasadniczo pracowano na preparatach poniżej 2  $\mu$ m, orientowanych sedymentacyjnie.

Analizy spektralne w podczerwieni wykonano na spektrometrach: UR-10 i Digilab dla frakcji poniżej 2  $\mu$ m. Preparaty pastylkowano w KBr.

Dla potrzeb analizy DTA preparaty przygotowano spalając uprzednio perhydrolem materię organiczną. Efekt egzotermiczny w zakresie 250–400°C (520–670 K) pochodzący od materii organicznej i siarczków zakrywa bowiem efekty reakcji termicznych minerałów ilastych.

## WYNIKI BADAŃ

Osady bałtyckie, na wzór osadów jeziornych, są często klasyfikowane na podstawie zawartości frakcji ilastej i substancji organicznej oraz stosunku zawartości węgla do azotu (K. Hansen, 1959).

Przyjmując, że zawartość substancji organicznej jest dwukrotnie większa od zawartości C<sub>org</sub> pomierzone w osadach Basenu Gdańskiego stężenia węgla organicznego pozwalają rozdzielić je na dwa typy. Dla przykładu w rdzeniu 13404-1 podział ten wygląda następująco: od 0,0 m do –4,80 m – gytia ilasta; poniżej –4,80 m – ily.

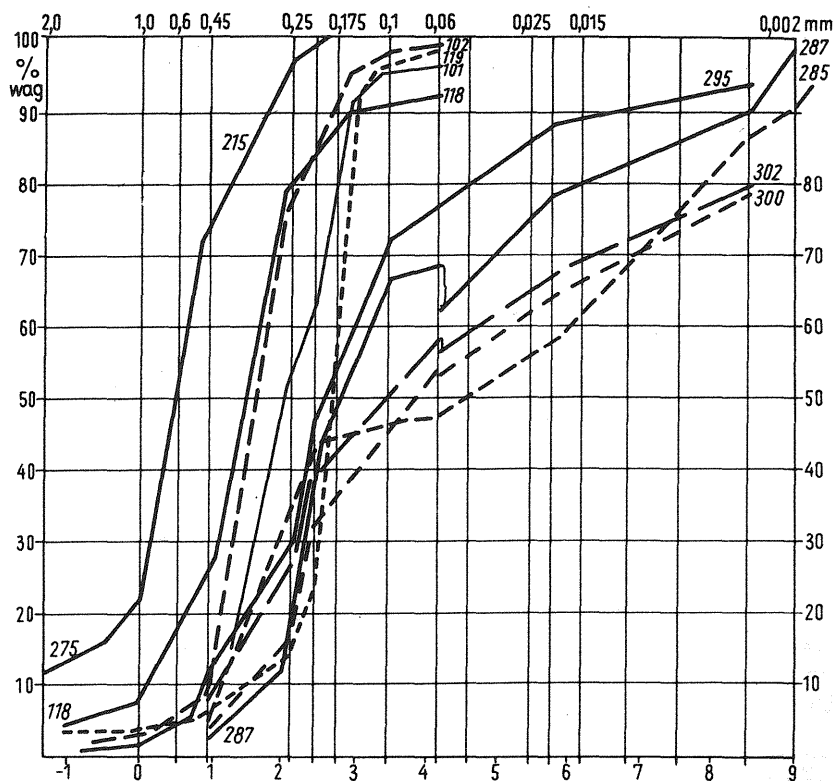


Fig. 2. Krzywe składu ziarnowego osadów powierzchniowych  
Curves of grain size composition of surface deposits

Pierwszą cechą różnicującą osady ilaste Basenu Gdańskiego zarówno w układzie pionowym jak i powierzchniowo jest skład ziarnowy. W pierwszym rzędzie zmiany podporządkowane są rozmieszczeniu stref erozji i akumulacji na obszarze Basenu, co dobrze obrazuje zestawienie krzywych ziarnowych próbek: 275, 295, 300 i 302 na fig. 2. Na rysunku tym przedstawiono także krzywe ziarnowe próbek z innych rejonów Basenu Gdańskiego. Ogólnie krzywe te reprezentują osady z trzech obszarów: NE przedpola Półwyspu Helskiego (próbki 101, 102, 118, 119), bezpośredniego przedpola ujściowego Wisły (próbki 285, 287) oraz z NNW obrzeżenia stożka ujściowego Wisły (próbki 275, 295, 300 i 302). W rejonie ujściowym (łąającym dwa ostatnie obszary) można wyróżnić w próbkach populację materiału najdrobniejszego nałożoną na materiał grubszy. W próbkach z przedpola Helu brak tej najdrobniejszej populacji. Gdy przyjąć, że ta właśnie najdrobniejsza część reprezentuje „czysty” osad z zawiesiny wiślanej, na tej frakcji z próbek należy prowadzić szczegółowe badania w celu ustalenia ewentualnych przemian w materiale rzeczonym, co też wykonano.

Fig. 3. pozwala uchwycić pionową zmienność składu ziarnowego w trzech podstawowych frakcjach w profilu rdzenia 13404-1 (analizy wykonano w Uniwersytecie Kilońskim). Określenie składu ziarnowego było ważne nie tylko ze względu na mechaniczny aspekt sedimentacji. Dwa parametry osadu: wilgotność

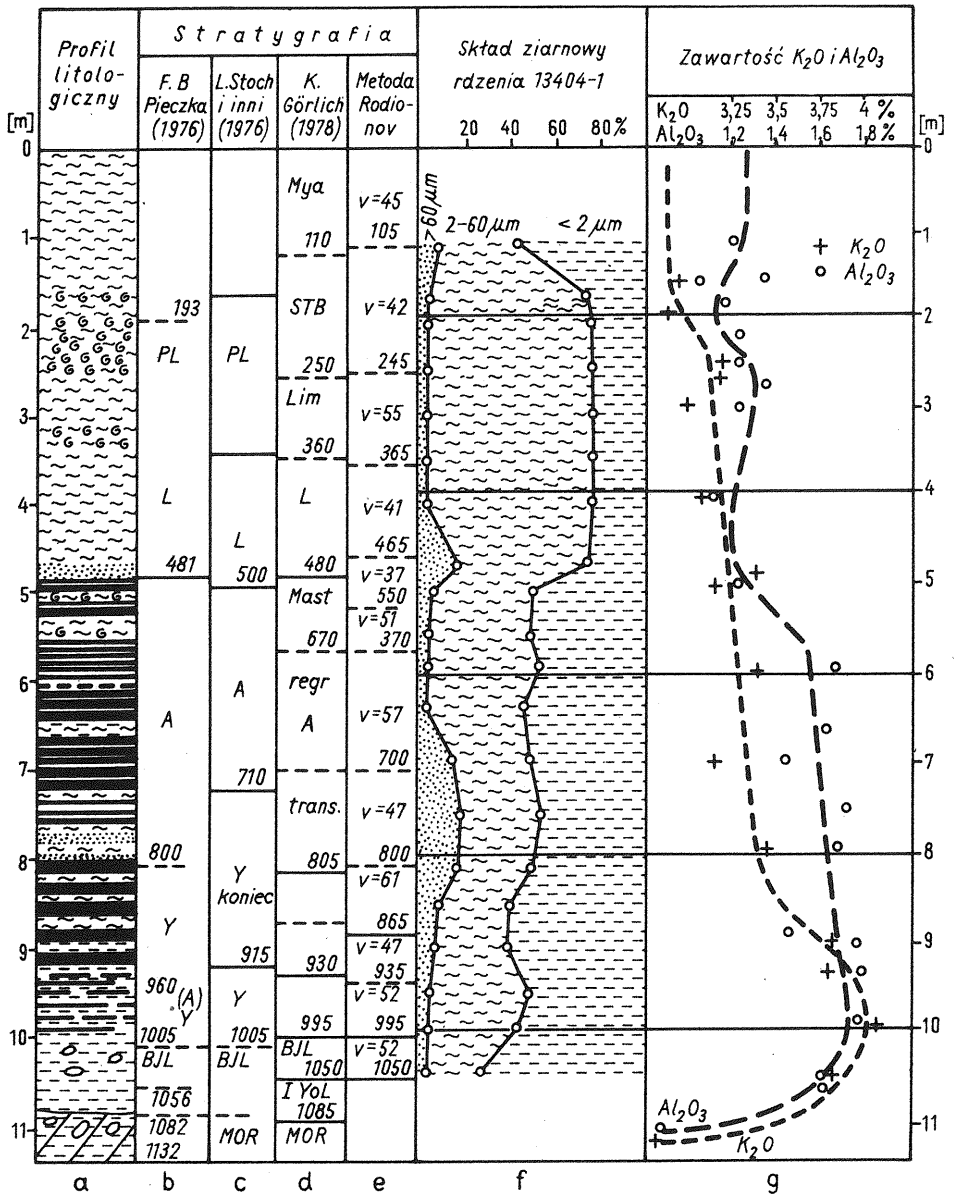


Fig. 3. Profil litologiczny (a) i stratygraficzny (b, c, d) rdzenia 13404-1 oraz zawartość frakcji piaszczystej, mułkowej i ilastej (f), zawartość potasu i glinu w osadach (g), a także podział profilu na odcinki jednorodne dokonane metodą statystyczną Rodionowa (e)

Lithological (a) and stratigraphic (b, c, d) sections, content of sand, silt and clay size grains (f), content of potassium and aluminium in deposit (g) and subdivision of the section into homogeneous intervals by the Rodionov's statistical method for the core 13404-1

Mor – osady morskie; BJL – Bałtyckie Jezioro Lodowe; Y – Morze Yoldiowe; A – Jezioro Ancylusowe; L – Morze Litorynowe; PL – Morze Politorynowe; Mast – Morze Mastogloia; Lim – Limnea; STB – Morze Starobałtyckie; regr. – regresywne; trans. – transgresywne

Mor – marine deposits; BJL – Baltic Ice Lake; Y – Yoldia Sea; A – Ancylus Lake; L – Littorina Sea; PL – post-Littorina Sea; Mast – Mastogloia Sea; Lim – Limnea; STB – Early Baltic Sea; regr. – regressive; trans. – transgressive

naturalna (jako strata suszenia w 110°C (380 K) i zawartość materii organicznej (jako straty prażenia w temperaturze 450°C (720 K), wykazują prostą zależność od stopnia rozdrobnienia osadu (m. in. H. Masicka, 1975). Zaobserwowano tę ogólną zgodność także w badaniach przeprowadzonych dla potrzeb tego opracowania.

Wilgotność naturalna osadów ilastych w granicach kilkudziesięciu procent i zawartość materii organicznej do kilku procent sprzyjają gromadzeniu pierwiastków (np. żelaza – D. Zimna, 1974) i ogólnej aktywności chemicznej.

W rezultacie przeprowadzonych badań zaobserwowano pewną współzależność między wzrostem udziału frakcji ilastej w profilu pionowym osadów, zawartością minerałów ilastych, w tym głównie illitu (fig. 3), a zawartością żelaza. Dowodzi to, że zasadniczą rolę w wiązaniu żelaza w osadach głębszych odgrywają minerały ilaste. Ilość związanego żelaza zależy w sposób decydujący od ilości i charakteru składnika ilastego w osadzie. Jedynie rozkłady poziome żelaza można wiązać ściśle także z zawartością materii organicznej, wilgotnością naturalną i rozdrobnieniem osadu. Ale i tutaj nie należy zapominać o takich czynnikach, jak: odległość od źródła żelaza (ujście Wisły) i stopniowa zmiana zasolenia w obszarze estuarijnym. Uchwyconą przez autorów zmienność poziomą zawartości żelaza przedstawiono w dalszej części artykułu.

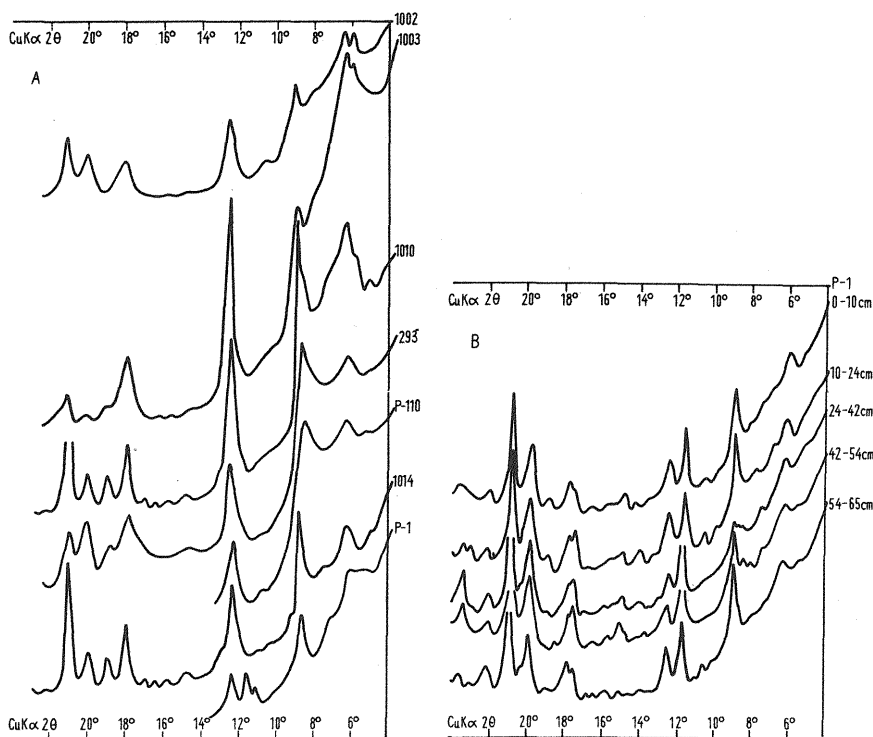


Fig. 4. Dyfraktogramy rentgenowskie próbek powierzchniowych

X-ray diffractograms of surface samples

A – próbki czerpakowe z profilu I (1002 do 1014), próbki surowe, frakcja mniejsza niż 2  $\mu\text{m}$ ;

B – próbki z krótkiego rdzenia P-1, próbki surowe, nierozdzielone

A – dragged samples from the profile I (1002 to 1014), raw samples, fraction below 2  $\mu\text{m}$ ;

B – samples from short core P-1, raw samples, unseparated

Skład mineralny osadów określono w próbkach czerpakowych i krótkich rdzeniach w celu zbadania zmienności powierzchniowej oraz w dwóch rdzeniach długich (13404-1 i 13405-1) dla ustalenia paleogeograficznej zmienności warunków sedimentacyjnych.

W pierwszej kolejności omówione będą wyniki badań próbek powierzchniowych. Dla celów tych badań wydzielono na sicie frakcję ponad 45  $\mu\text{m}$ , przy użyciu elutriatora frakcję 10–45  $\mu\text{m}$ , zaś za pomocą wirówki firmy Janetzky frakcje 2–10  $\mu\text{m}$  i poniżej 2  $\mu\text{m}$ .

W składzie frakcji mulkowej i ilastej dominują minerały ilaste. W populacji minerałów ilastych przeważa zdecydowanie illit. Z analiz dokonywanych na frakcjach poniżej 2  $\mu\text{m}$  wynika, że udział muskowitu jest niewielki i zmienny, o czym świadczą dyfraktogramy próbek powierzchniowych (fig. 4). O przewodzie illitu świadczy też porównanie powierzchni efektu dehydratacji i dehydroksylacji na termogramach próbek (fig. 5). Wnioskując z wartości odległości międzypłaszczyznowej  $d_{060}$ , która wynosi 1,503 nm, mamy do czynienia z mikami dioktaedrycznymi. Z kształtu refleksu 0,99 nm, który jest zwykle ostry na dyfraktogramach frakcji poniżej 2  $\mu\text{m}$ , wnosić należy o dobrej krystaliczności illitu.

Chloryt jest drugim pod względem obfitości minerałem ilastym osadów powierzchniowych Basenu Gdańskiego. Wyraźne linie: 1,42 nm, 0,71 nm, 0,472 nm i 0,35 nm oraz testy rentgenograficzne potwierdzają jego obecność. Po wykwaszeniu kwasem solnym zanika niemal cała sekwencja refleksów chlorytowych za wyjątkiem śladów kaolinitu w refleksie 0,71 nm. Natomiast po wyprażeniu w temperaturze 580–600°C (850–870 K) przez 1,5 godziny pozostaje refleks 1,42 nm (nawet wyostrzony), pozostałe refleksy (szczególnie 0,71 nm) znikają jednak wówczas niemal zupełnie. Może to świadczyć jedynie o wyjątkowej drobnoziarnistości i zdeformowaniu struktury chlorytu (fig. 6).

Próbki zawierają zmienne, niewielkie ilości kaolinitu. Obecność jego potwierdza refleks 0,71 nm i pozostałe (fig. 4), testy rentgenograficzne (fig. 6) oraz czasami efekt egzotermiczny około 960°C (1230 K) na termogramach DTA (fig. 5).

Oddzielnym zagadnieniem jest występowanie smektytów we frakcji ilastej osadów powierzchniowych, jak również innych minerałów pęczniących, przede wszystkim zaś wermikulitu i chlorytu pęczniącego. Rentgenogramy preparatów nasyconych glikolem etylenowym i chlorkiem potasu (fig. 6) wykazują malejącą

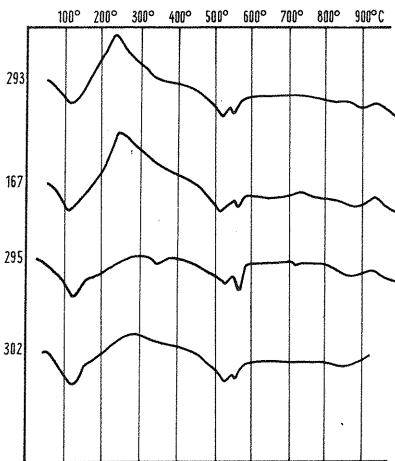


Fig. 5. Krzywe DTA próbek osadów powierzchniowych, próbki nierozdzielone, traktowane perhydrolem

DTA curves for samples of surface deposits; unseparated samples, treated with  $\text{H}_2\text{O}_2$



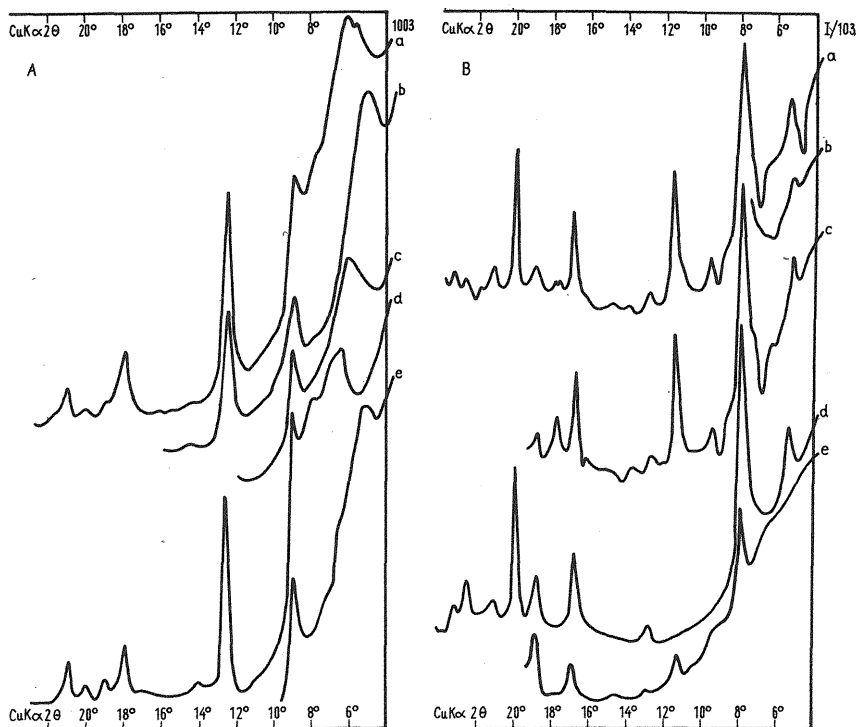


Fig. 6. Testy rentgenowskie próbek osadów powierzchniowych  
X-ray tests of samples of surface deposits

A – próbka 1002, frakcja mniejsza niż 2  $\mu\text{m}$ : a – surowa; b – glikolowana, c – wygrzewana w 110°C (380 K), d – nasycana potasem, e – glikolowana po nasyceniu potasem; B – próbka I/103, frakcja mniejsza niż 2  $\mu\text{m}$ : a – surowa, b – wygrzewana w 110°C (380 K), c – glikolowana, d – prażona w 600°C (870 K), e – traktowana kwasem solnym

A – sample 1002, fractions below 2  $\mu\text{m}$ : a – raw, b – treated with glycol, c – heated at 110°C (380 K), d – saturated with potassium, e – treated with glycol after saturation with potassium; B – sample I/103, fraction below 2  $\mu\text{m}$ : a – raw, b – heated at 110°C (380 K), c – treated with glycol, d – heated at 600°C (870 K), e – treated with hydrochloric acid

ilość smektytów i innych struktur pęczniących wzdłuż profilu: ujście Wisły – Głębia Gdańska. Zjawisko to widać również na zestawionych na fig. 4 dyfraktogramach próbek surowych z tego profilu. Należy przy tym zauważyć, że próbki 1002 i 1003 zawierają zarówno minerały pęczniące typu smektytu ( $d_{001} = 1,50 \text{ nm}$ ), jak i chlorytowo-wermikulitowego ( $d_{001} = 1,42 - 1,44 \text{ nm}$ ). W kierunku centrum Głębi Gdańskiej rośnie udział niepęczniących chlorytów i dobrze wykrystalizowanego illitu.

Kształt dyfraktogramu w zakresie niskich kątów  $\theta$  świadczy także, iż obok illitu i chlorytu występują minerały mieszanopakietowe, zawierające w swojej strukturze pakiety illitowe, smektytowe, chlorytowe lub wermikulitowe. Analiza dyfraktogramów z tego punktu widzenia, w oparciu o prace R.C. Reynoldsa i J. Howera (1970) oraz W.A. Drica i B.A. Sacharowa (1976), pozwala jedynie wnioskować o obecności minerałów illit/smektyt, illit/chloryt oraz chloryt/chloryt pęczniący/wermikulit; te pierwsze z tendencją do tworzenia uporządkowanych nad sieci typu ISII.

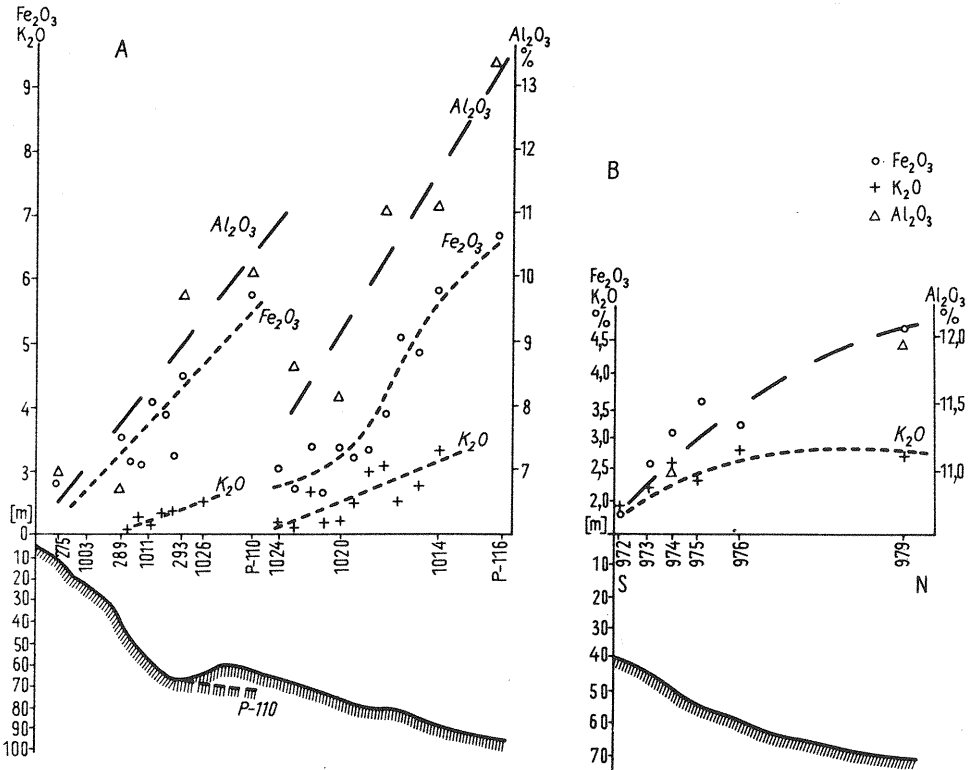


Fig. 7. Pozioma zmienność zawartości glinu, potasu i żelaza wzdłuż profili I i II, od punktu 275 do P-116 (A) oraz profilu III, od punktu 972 do 979 (B) w Zatoce Gdańskiej

Lateral variability in content of aluminium, potassium and iron along the profiles I and II (from the point 275 to P-116 (A)) and the profil III (from the point 972 to 979 (B)) in the Gdańsk Embayment

Badacze radzieccy w obszarze Głębi Gdańskiej wyróżnili jedynie w basenie Bałtyku rejon o znacznie podwyższonej zawartości wermikulitu. A.I. Błażczyszyn (1976) określa tę zawartość na ponad 15% we frakcji poniżej 2  $\mu\text{m}$ . W oparciu o przebadany przez nas materiał nie stwierdziliśmy nawet znikomych ilości wermikulitu *sensu stricto*, z wyjątkiem struktur mieszanopakietowych bliskich uporządkowanym wermikulit/chloryt lub pęczniejącym chlorytom. Tego rodzaju wnioski implikują przede wszystkim wyniki dwóch testów rentgenowskich: wygrzewania w temp. 110°C (380 K) i nasycenia potasu. Wygrzewanie w tej temperaturze nie doprowadziło do przesunięcia linii 1,44 nm do położenia 1,16 nm, a nasycenie potasem nie przesunęło ugięcia 1,44 nm do położenia illitowego 1,00 nm. Za faktem, że linia 1,42 nm należy do chlorytu, świadczą także opisanie wyżej testy (fig. 6).

Ogólnie biorąc z odległością od brzegu rośnie ilość lepiej wykrystalizowanego illitu i chlorytu, a spada ilość minerałów pęczniejących z grupy smektytu i chlorytu.

Profile przedstawione na fig. 7 pokazują podstawowe cechy zmienności geochemicznej i mineralnej osadów powierzchniowych Basenu Gdańskiego.

1. Wzrost zawartości składnika ilastego (wzrost zawartości Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) w kierunku centrum Głębi Gdańskiej.

2. Wzrost (w tym samym kierunku) zawartości potasu, który wobec śladowych ilości skali potasowych dowodzi wprost wzrostu udziału illitu w osadzie.

3. Wzrost zawartości żelaza, co należy wiązać z rosnącą drobnoziarnistością osadu, który ma zwiększoną zdolność adsorbowania powstających monosiarczków i oksywodorotlenków żelaza przez większe rozwinięcie powierzchni.

W tym zjawisku ma jednak swój udział zmiana zasolenia akwenu, z rosnącą odległością od brzegu, regulującą proces wytrącania żelaza.

Osady holocenijskie pokrywające kilkumetrową warstwę glinę morenową i osady późnoglacialne, a gdzieś tam bezpośrednio podłoże przedplejstocenijskie, także w profilu pionowym wykazują zmienność składu mineralnego, która daje się powiązać z polodowcowym rozwojem zbiornika południowo-bałtyckiego.

Jednak jedyną bezsporną granicą jest przejście od osadów Jeziora Ancylusowego (Morza Mastogloia) do osadów Morza Litorynowego. Granica ta przebiega w rdzeniu 13404-1 na głębokości około  $-4,80$  m, zaś w rdzeniu 13405-1 na głębokości około  $-3,20$  m. Ten fakt obrazuje jednocześnie znaczne różnice w prędkości sedimentacji holocenijskiej nawet w niezbyt od siebie odległych rejonach Basenu Gdańskiego.

Zdaniem H. Ignatusa (informacja ustna) pomiędzy łałami yoldiowymi a łałami ancylusowymi występuje szeroka strefa przejściowa, w której na przemian znajdujemy łały homogeniczne i laminowane z siarczkami. L. Stoch i in. (1976) wyróżnili tę strefę za badaczami fińskimi jako „koniec Yoldii” – Morze Echeneis.

Cechą charakterystyczną osadów opisywanego akwenu jest brak bioturbacji, dzięki czemu bardzo dobrze zachowała się pierwotna struktura i tekstura. Nieobecność bioturbacji jest spowodowana istnieniem warunków abiotycznych w osadzie wskutek deficytu lub braku tlenu w wodzie przydennej.

Zespół minerałów, jakie znajdujemy w aleurytowo-pelitowych osadach badanych rdzeni, nie wykazuje różnic w stosunku do osadów powierzchniowych. W próbkach obok kwarcu obserwujemy: węglany (kalcyt, dolomit, syderyt) i skalenie (potasowe i sodowo-wapniowe). Również zespół minerałów ilastych nie różni się jakościowo od opisanego dla osadów powierzchniowych.

Analiza termiczna dostarczyła informacji, które tłumaczą niewielkie, ilościowe i strukturalne, różnice pomiędzy skałami na różnych poziomach profilu, związane m. in. z procesami wczesnej diagenety.

Krzywe DTA wybranych próbek z różnych partii rdzenia 13404-1 przedstawiają rysunki 8 i 9. Są to termogramy skał ilastych, które oczyszczone były perhydrolem (fig. 8) lub pozostawione w stanie surowym (fig. 9). Na termogramach tych wyraźnie zaznaczają się efekty od minerałów ilastych. Są to: intensywny pik endotermiczny  $105-110^{\circ}\text{C}$  ( $380-385$  K), słabszy nieco pik endotermiczny  $530-560^{\circ}\text{C}$  ( $800-830$  K) oraz słaby pik egzotermiczny około  $910-930^{\circ}\text{C}$  ( $1180-1200$  K). Ten ostatni poprzedzany jest efektem endotermicznym  $820-880^{\circ}\text{C}$  ( $1090-1150$  K).

Ten zespół pików jest charakterystyczny dla minerałów ilastych o pakietach trójwarstwowych. Stosunkowo słaby pik około  $110^{\circ}\text{C}$  ( $380$  K) wskazuje, że w osadach tych smektyty występują w bardzo małych ilościach wagowych względnie, że tego typu pakiety pęczniejące tkwią głównie w strukturach mieszanopakietowych illit/smektyt.

Próbki od I/40 do I/64 ( $-7,00$  do  $-4,75$  m) wykazują efekt endotermiczny w temperaturach  $340-350^{\circ}\text{C}$  ( $610-620$  K) wskazujący na występowanie wodorotlenków żelaza.

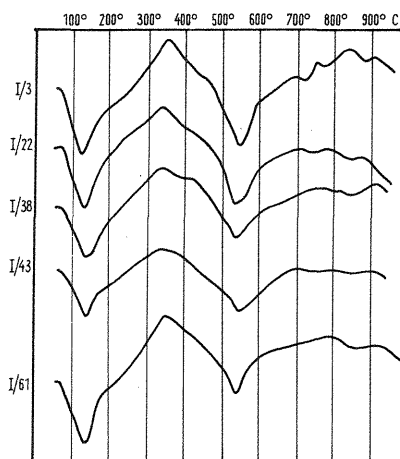


Fig. 8

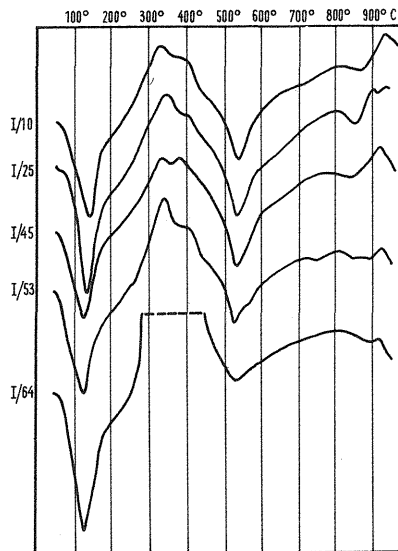


Fig. 9

Fig. 8. Krzywe DTA osadów z rdzenia 13404-1; próbki traktowane perhydrolem, frakcja poniżej 2  $\mu\text{m}$

DTA curves of deposits from the core 13404-1; samples treated with perhydrol, fraction below 2  $\mu\text{m}$

Fig. 9. Krzywe DTA osadów z rdzenia 13404-1; próbki surowe, frakcja poniżej 2  $\mu\text{m}$

DTA curves of deposits from the core 13404-1; raw samples, fraction below 2  $\mu\text{m}$

Próbki ze stropowych części rdzenia 13404-1, np. oznaczone numerami: I/92 (–2,00 m) i I/90 (–1,00 m), ujawniają nawet w stanie oczyszczonym perhydrolem efekt egzotermiczny około 300°C (570 K). Jest to reakcja spalania resztek substancji organicznej.

Na termogramach niektórych próbek (np. I/3 z głębokości –10,50 m lub I/1 z głębokości –11,30 m) obserwuje się piki endotermiczne w zakresie 705–840°C (980–1110 K) pochodzące od węglanów.

Porównując otrzymane termogramy można zauważyć, że poczynając od próbki I/40 (–7,00 m) wzwyż, piki endotermiczne minerałów ilastych, a w szczególności pik około 560°C (830 K) są znacznie mniej intensywne niż analogiczne piki na termogramach próbek leżących niżej. Wskazuje to na mniejszy udział procentowy minerałów ilastych we frakcjach drobniejszych od 2  $\mu\text{m}$  w górnej partii osadów i na drobniejsze uziarnienie lub znacznie większy stopień zdefektowania ich struktury.

Termogramy frakcji ilastej potwierdzają przedstawione uprzednio twierdzenie, że zespół minerałów ilastych jest w całym badanym profilu praktycznie stały. Zmniejszenie się efektu dehydroksylacji ku górze profilu świadczy jednak o wzroście stopnia nieuporządkowania struktury minerałów ilastych w kierunku od osadów starszych do młodszych.

Substancja organiczna zawarta w badanych osadach daje pik egzotermiczny spalania o ekstremum w zakresie temperatur 300–450°C (570–720 K – fig. 9). Intensywność tego piku wzrasta wyraźnie poczynając od próbki I/59 (–5,25 m). Dowodzi to skokowego wzrostu zawartości materii organicznej, od osadów star-

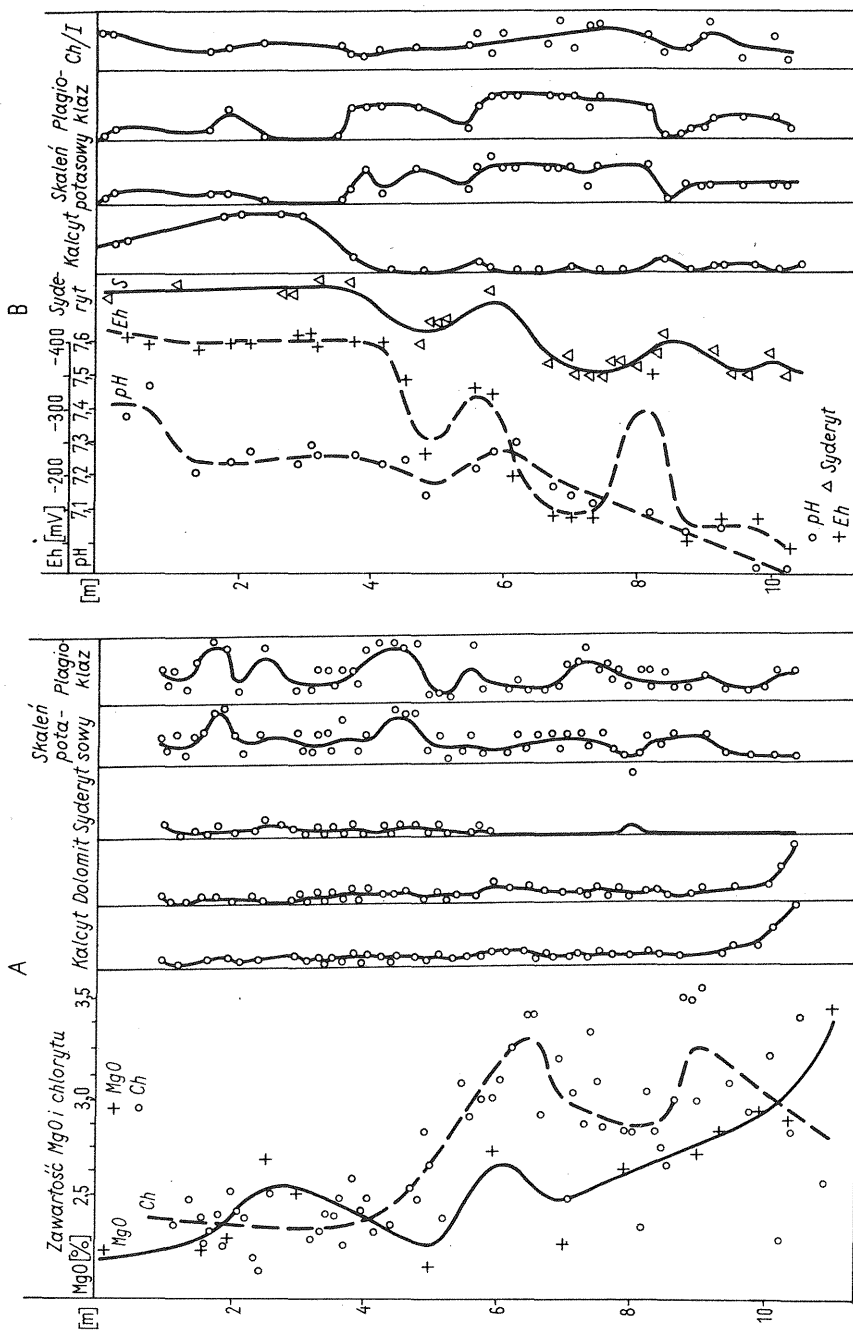


Fig. 10. Zmiana zawartości składników chemicznych i mineralnych w rdzeniu 13404-1

Change in contents of chemical and mineral components in the core 13404-1

A – zawartość tlenku magnezu (MgO) w rdzeniu na tle zawartości chlorytu (Ch), węglanów i skaleni; zawartość minerałów podana jest w jednostkach względnych w oparciu o intensywność linii rentgenowskich; skala od 0 do 1, gdzie 1 oznacza maksymalną zawartość w badanych osadach; próbki nierozdzielane; B – Eh i pH wody interstycjalnej na tle zawartości węglanów, skaleni i stosunku illit/chloryt; zawartość minerałów oceniana jest jak na fig. 10A, frakcja ilasta próbek poniżej 2  $\mu$ m

A – content of magnesium oxide (MgO) in the core versus contents of chlorite (Ch), carbonates and feldspars; contents of minerals are given in relative units with reference to intensity of X-ray lines; scale from 0 to 1, where 1 is the maximum content in the studied deposits; unseparated samples; B – Eh and pH of interstitial water versus contents of carbonates, feldspars and illite/chlorite ratio; contents of minerals are evaluated as in Fig. 10A, clay fraction of samples below 2  $\mu$ m

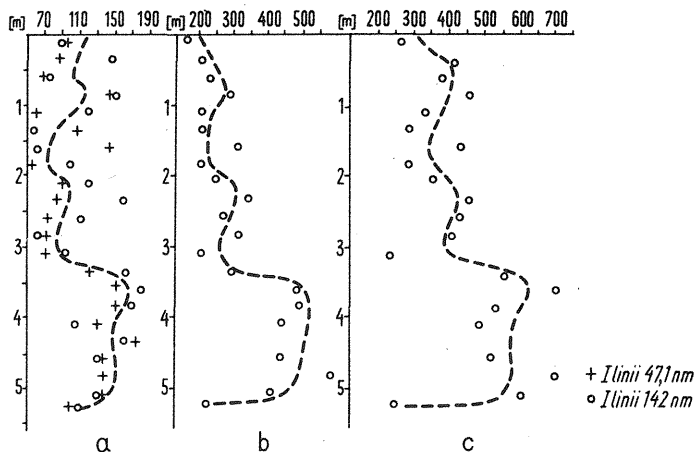


Fig. 11. Zmiana zawartości chlorytu i illitu w osadach z rdzenia 13405-1 na podstawie danych rentgenowskich

Change in contents of chlorite and illite in deposits from the core 13405-1, estimated on the basis of X-ray data

a – zmiana intensywności linii 0,471 nm i 1,42 nm chlorytu; b – zmiana intensywności linii 0,71 nm chlorytu i kaolinitu; c – zmiana intensywności linii 0,99 nm illitu i muskowitu

a – change in intensity of chlorite lines 0.471 nm and 1.42 nm; b – change in intensity of chlorite and kaolinite line 0.71 nm; c – change in intensity of illite and muscovite line 0.99 nm

szych do młodszych. Równocześnie ze wzrostem zawartości substancji organicznej zwiększa się wielkość piku endotermicznego w 110°C (380 K), co oznacza, że efekt ten jest w dużym stopniu związany z oddawaniem wody wchodzącej w skład substancji organicznej.

Na termogramach próbek stropowych (I/72 do I/99, czyli –4,00 m do –1,00 m) obserwuje się ostre, podwójne piki endotermiczne nałożone na piki dehydratacji minerałów ilastych i materii organicznej. Wskazują one na występowanie gipsu we frakcjach drobniejszych od 2 μm ilów stropowych. Ten dobrze wykrystalizowany gips (selenit), dający także linie na dyfraktogramach rentgenowskich (0,74 nm i inne), jest minerałem wtórnym, powstającym przez reakcje utleniania siarczków w czasie wstępnego obrabiania próbki.

Szukając zmienności składu mineralnego z głębokością, pozwalającej na rozpozniowanie osadów, prześlędzono zróżnicowanie w zawartości niektórych minerałów na podstawie badań rentgenograficznych dwóch profili rdzeniowych: 13404-1 i 13405-1 (fig. 10 i 11). Badania rentgenowskie rdzeni pozwoliły na stwierdzenie pewnych osobliwości, których nie spotkano w omawianych wcześniej osadach powierzchniowych.

Na dyfraktogramach większości próbek zaznacza się stosunkowo ostra linia o małej intensywności w zakresie 0,82–0,84 nm. Wprawdzie pokrywa się ona z linią regularnych mieszanopakietowych illit/smektyt, ale jej kształt oraz obecność innych refleksów wskazuje na to, że pochodzi ona głównie od zeolitów (levyn, faujasyt). Potwierdzenie obecności tych minerałów wymaga jednak dokładniejszych studiów, przede wszystkim separacji. Minerale te – zgodnie ze współczesnym rozeznaniem – mogą się tworzyć w stadium postsedymentacyjnym, przez krystalizację z roztworów porowych.

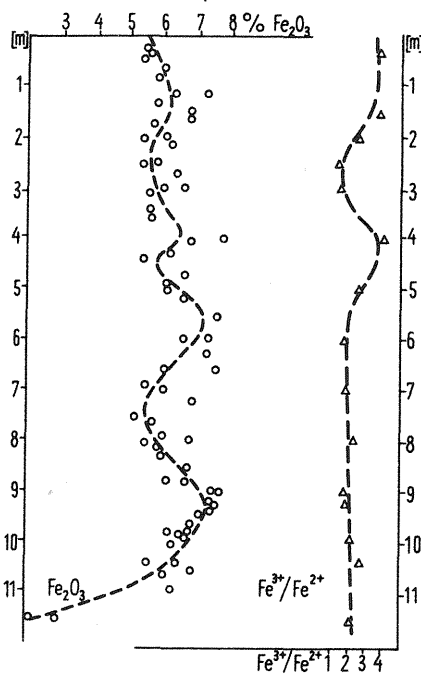


Fig. 12. Pionowa zmienność zawartości  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  w rdzeniu 13404-1 i zmiana stosunku  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$   
 Variability in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  content and change in the  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  ratio in the core 13404-1 in the vertical

Zespół minerałów ilastych określony rentgenograficznie wykazuje dużą stałość. Dominuje illit. Drugim pod względem ilościowym minerałem jest chloryt. Minerale ten daje znacznie słabsze linie na rentgenogramach niż illit. Minerale kaolinit daje zwykle najbardziej intensywną linię podstawową spośród wszystkich minerałów ilastych. Pokrywanie się tej linii z refleksem 002 chlorytu oraz względnie nieduża jego intensywność pozwalają stwierdzić, że w badanych profilach kaolinit jest składnikiem podrzędnym. Wskazują na to również testy (fig. 6, próbka I/99) oraz wyniki analiz termicznych (fig. 8 i 9) omówione poprzednio.

Pewien niewielki wzrost zawartości kaolinitu obserwuje się w próbkach: I/3, I/8, I/19 oraz I/45 i I/51 rdzenia 13404-1, czyli w jego dolnej i środkowej części.

Zawartość chlorytu w całym profilu zmienia się w wąskich granicach. Niewielki skokowy wzrost zawartości tego minerału zaznacza się wśród osadów starszych (od próbki I/62, czyli -5,00 m w dół, dla rdzenia 13404-1 i poniżej próbki II/13, czyli -3,15 m dla rdzenia 13405-1), co przedstawia fig. 10 i 11. Podobnie zmienia się zawartość illitu w obu rdzeniach (fig. 10 i 11). Jego linia podstawowa około 1,00 nm jest w niektórych próbkach nieco ostrzejsza i bardziej intensywna. Zwiększenie ostrości tej linii wskazuje na lokalne zwiększenie zawartości bardziej gruboziarnistej miki typu sercytu i detrytycznego muskowitu. Minerale te dają intensywne linie rentgenowskie i nawet niewielki wzrost ich zawartości zaznacza się znacznym wzrostem intensywności linii 1,00 nm. Wzbogacenie w mikę detrytyczną zaznacza się w próbkach: I/31, I/45, I/51, I/57, I/63, I/64, I/86 i I/92 rdzenia 13404-1, a więc bezładnie.

Poza minerałami ilastymi charakterystycznym składnikiem badanych osadów są skalenie, ilość ich nie przekracza 1%. W profilu zmienia się tak zawartość skaleni, jak i proporcje ilościowe w jakich występują plagioklasy i skalenie potasowe.

Wyraźny wzrost ilości skałeni obserwuje się na odcinku pomiędzy próbkami I/24 a I/40 (–8,75 m do –7,00 m) oraz I/67 a I/62 (–5,00 m do –4,50 m).

Osady występujące w obrębie badanych profili zawierają niewielkie ilości minerałów węglanowych (kalcyt, dolomit, syderyt). Badania rentgenograficzne pozwoliły na stwierdzenie pewnej zmienności w zawartości węglanów z głębokością osadu. Sumaryczna zawartość minerałów węglanowych jest niewielka i – jak można ocenić – nie przekracza kilku procent.

Najsilniejsze linie węglanów wykazały dyfraktogramy próbek z dolnych partii rdzenia. W próbkach tych również w szlifach cienkich widoczne są pod mikroskopem agregaty węglanowe. Dotyczy to jednak wyłącznie próbek na granicy z gliną morenową. Wyżej bowiem większe koncentracje węglanów obserwuje się jedynie w próbkach: I/8, I/14, I/31 i I/45.

Poczynając od poziomu reprezentowanego przez próbkę I/51 (–6,00 m), zawartość węglanów jest mała, a kalcyt przeważa nad dolomit. Równocześnie pojawia się syderyt. Jego zawartość podnosi się nieco w osadach najmłodszych, poczynając od poziomu próbki I/81 (–3,00 m). Syderyt dominujący we frakcji poniżej 2  $\mu\text{m}$  od poziomu –7,0 m w górę jest autigeniczny i może być użyty jako indykatork warunków redoks środowiska.

Reasumując analizę pionowych profili rdzeni 13404-1 i 13405-1 można stwierdzić co następuje:

1. Zawartość kalcytu we frakcji drobniejszej od 2  $\mu\text{m}$  wzrasta w sposób charakterystyczny (analogicznie do syderytu) powyżej poziomu – 5,00 m w profilu 13404-1.

2. Syderyt pojawia się sporadycznie w próbkach, ale we frakcji ilastej zawartość jego zmienia się wraz ze zmianami potencjału redoks wody interstycjalnej, w szczególności w rdzeniu 13404-1 powyżej poziomu –4,50 m.

3. Skałeni (skałeni potasowy i plagioklaz) spotyka się zwykle w proporcji 1:1. W obszarze –5,50 m do –3,00 m rdzenia 13404-1 w ogóle nie znajdujemy skałeni we frakcji najdrobniejszej, natomiast w próbce nie rozdzielonej z tej warstwy osadu zawartość ich osiąga maksimum (fig. 10). Z kolei maksimum zawartości skałeni we frakcji ilastej występuje w przedziale głębokości –9,30 m do –5,50 m i pokrywa się z obniżeniem zawartości skałeni w osadzie nie rozdzielonym.

4. Prześlędzono zmienność intensywności sumarycznej linii illitu i kaolinitu (0,446 nm). Przebieg tej zmienności dla profilu 13404-1 potwierdza inne dane rentgenowskie (dotyczące poszczególnych minerałów ilastych), a także wyniki analiz chemicznych (fig. 3). Następuje tutaj jednostajny wzrost ilości minerałów ilastych ku spągowi, z niewielkim skokiem zawartości w granicach –4,80 m do –5,00 m.

5. Stosunki intensywności refleksów rentgenowskich poszczególnych minerałów ilastych wykazują również mniej lub bardziej skoordynowane tendencje, których analiza jest przydatna przy próbach petrograficznego rozdzielania osadów na jednostki litostratygraficzne. Na przykład stosunek intensywności linii chlorytowo-kaolinitowej (0,71 nm) do intensywności linii illitowej (0,99 nm) wskazuje na jednostajny wzrost ku dołowi zawartości chlorytu w ogólnej masie osadu (fig. 10).

6. Wykreślona na fig. 12 zmienność zawartości sumarycznej żelaza, przeliczonej na  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , daje jeszcze jedną podstawę do rozdzielania dwóch zasadniczych warstw osadów oddzielonych granicą Mastogloia/Litoryna, a jednocześnie wykazuje, że podział statystyczną metodą Rodinowa (zaznaczony na fig. 3) okazał się mało czuły na zawartość żelaza.



## WNIOSKI

Przeprowadzone badania wykazały, że osady ilaste Głębi Gdańskiej cechują się stałością głównych składników mineralnych. Podstawowymi ich składnikami są: kwarc, który stanowi średnio około 30% wagowych osadu, i minerały ilaste, występujące przeciętnie w ilości 40 do 60% wagowych.

Pośród minerałów ilastych najważniejszym składnikiem jest illit, stanowiący około 60% wagowych minerałów ilastych występujących w badanych osadach.

Drugim pod względem ilościowym jest chloryt. Podrzednymi składnikami ilastymi są natomiast: kaolinit, smektyt, chloryt pęczniący i minerały mieszanopakietowe.

Oprócz minerałów ilastych i kwarcu w badanych osadach występują minerały węglanowe (kalcyt, dolomit, syderyt), a także skalenie. Ponadto osady zawierają detrytyczne minerały warstwowe: muskowit i glaukonit.

W tym zespole mineralnym zachodzą w niewielkim, ale znaczącym zakresie wahania ilościowe i strukturalne.

Charakterystyczną cechą geochemiczną tych osadów, typowo estuaryjnych, jest powszechna obecność materii organicznej, oksywodorotlenków i monosiarczków żelaza. Bezpostaciowy monosiarczek żelaza określany jest w literaturze jako hydrotroilit, jest to jednak mechaniczna mieszanina dwóch niezwykle drobnoziarnistych, krystalicznych siarczków: mackinawitu i greigitu (K. Görlich, 1978).

Analiza powierzchniowej zmienności osadów wskazuje na transformację składników mineralnych w materiale dostarczonym przez Wisłę oraz w materiale pochodzącym z abrazyj brzegowej. Występujące zróżnicowanie poziome składu mineralnego osadów wynika w pewnej mierze z segregacji mechanicznej (wzrost zawartości illitu w stosunku do detrytycznego muskowitu), z selektywnej flokulacji oraz ewentualnej bliskości źródła materiału osadowego o specyficznym składzie (np. abrazyjnych wychodni skał senonu i emszery bogatych w glaukonit – Sambia). Jednakże wyraźny spadek koncentracji smektytów i innych pęczniących minerałów w kierunku Głębi Gdańskiej, wbrew zasadom segregacji mechanicznej, na korzyść chlorytu i illitu może świadczyć tylko o procesach chlorytyzacji i illityzacji w środowisku morskim.

Analiza zmienności rozmieszczenia składników mineralnych z głębokością wykazała co następuje:

1. Od osadów starszych do młodszych obserwuje się pewien wzrost zawartości kwarcu, przy czym kwarc ten staje się bardziej drobnoziarnisty.
2. Ku górze zmniejsza się zawartość i stopień krystaliczności illitu i chlorytu.
3. Z głębokością zmienia się nieco zespół minerałów węglanowych. W dolnej części profilu występują minerały węglanowe w formie większych ziarn i agregatów o charakterze okrucowym i organogenicznym. W osadach młodszych węglany występują we frakcji najdrobniejszej (kalcyt, dolomit). Także we frakcji ilastej pojawia się w górnej części profilu syderyt autigeniczny. Powstaje on w strefach bogatych w materię organiczną, której obecność zapewnia w środowisku dostateczne stężenie  $\text{CO}_3^{2-}$ . Jednocześnie jednak rozkładowi materii organicznej towarzyszy zakwaszenie środowiska, podczas gdy syderyt jest trwały w środowisku alkalicznym. Tworzenie syderytu wymaga więc odświeżania wody morskiej, co ma miejsce w Głębi Gdańskiej w czasie wlewów z Morza Północnego. Może to wpływać na cykliczność wytrącania się syderytu. Fakt, że trwałość termodynamiczna syderytu wymaga środowiska alkalicznego, redukcyjnego, obrazuje doskonale fig. 10. Tego rodzaju ścisła zależność pozwala traktować autigeniczny syderyt jako wskaźnik redukcyjności i alkaliczności środowiska. Podobną czułość na zmianę środo-

wiska interstycjalnego wykazuje drobnoziarnisty, autigeniczny kalcyt.

4. Mniej wyraźnie oddają zmienność Eh i pH mono- i polisiarczki żelaza. Są one także czułe na cykliczne odświeżanie wody Głębi Gdańskiej przez wlewy i na zmiany potencjału oksydacyjno-redukcyjnego w rejonie  $-350$  mV, gdyż w warunkach Basenu Gdańskiego równowaga  $\text{FeCO}_3 - \text{FeS}$  ma miejsce przy  $\text{Eh} = -355$  mV (R.A. Berner, 1971).

Na podstawie zmienności mineralnej i chemicznej rozpoziomowano osady, wydzielając w nich omówione w tekście strefy, które dają się skorelować z podziałem stratygraficznym osadów Bałtyku opracowanym na przesłankach innych niż mineralogiczno-petrograficzne (fig. 3). Podział ten udało się uściślić stosując statystyczną metodę Rodionowa, wydzielając odcinki jednorodne w profilach na podstawie porównania średnich wielowymiarowych. Wyniki analiz statystycznych przedstawimy w oddzielnej pracy.

Instytut Geologii i Surowców Mineralnych AGH  
Kraków, al. Mickiewicza 30  
Oddział Geologii Morza  
Instytutu Geologicznego  
Sopot, ul. Polna 58  
Nadesłano dnia 2 lutego 1979 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- BERNER R.A. (1971) – Principles of Chemical Sedimentology. Mc Graw-Hill. New York.
- DADLEZ R. (1976) – Zarys geologii i podłoża kenozoiku w basenie południowego Bałtyku. Biul. Inst. Geol., 285 p. 21–48. Warszawa.
- GÖRLICH K. (1978) – Mineralogia i sedymentacja osadów ilastych Basenu Gdańskiego (maszynopis dysertacji doktorskiej). Arch. AGH. Kraków.
- HANSEN K. (1959) – The Terms Gyttya and Dy. Hydrobiologia, 13, p. 309–315.
- IGNATIUS H. (1958) – On the Rate of Sedimentation in the Baltic Sea. Compt-Rendus de la Société Géologique de Finlande, 30, p. 135–145. Helsinki.
- IGNATIUS H. (1964) – Merigeologiaa Itämeren piirissä. Natura, 1. Helsinki.
- IGNATIUS H., NIEMISTÖ L. (1971) – Itämeren sedimentit ja sedimentaatio (summary: Sediments and Sedimentation in the Baltic). Luonnon Tutkija, 75, p. 74–80, nr 3/4. Helsinki.
- KOLP O. (1975) – Die submarinen Terrassen der südlichen Ost-und Nordsee und ihre Beziehung zum eustatischen Meeresspiegel. Beiträge zur Meereskunde, 35. Akademie Verlag. Berlin.
- KOLP O. (1976) – Submarine Uferterrassen der südlichen Ost-und Nordsee als Marken des holozänen Meeresspiegels und der Überflutungsphasen der Ostsee. Petermans Geographischen Mitteilungen, 120, p. 1–23, nr 1. Berlin.
- KOTLIŃSKI R., PIECZKA F.B. (1977) – Badania geologiczne dna południowego Bałtyku z punktu statku badawczego „Meteor”. Prz. Geol., 25, p. 9–12, nr 1. Warszawa.
- MASICKA H. (1975) – Stratyfikacja warwowa 10-metrowego rdzenia z dna Głębi Gdańskiej. Oceanologia, 4, p. 133–153. Wrocław–Gdańsk.
- PIECZKA F.B. (1972) – Z badań osadów dennych Zatoki Gdańskiej i południowej części Głębi Gdańskiej. Stud. Mater. Oceanologiczne, 5, (1973), p. 175–188. Wrocław–Gdańsk.
- PIECZKA F.B. (1975) – Stan badań geologicznych Zatoki Gdańskiej i Głębi Gdańskiej. Arch. Inst. Geol. Sopot.
- PIECZKA F.B. (1976) – Allgemeines über die bisherigen Untersuchungsergebnisse am Sedimentem M-37/13404-1 aus dem Gdańsker Tief und die vorläufigen sedimentologischen Schlüsse über die Entwicklung des Gdansk Basin in der Spätglazialzeit und in Holozän. Arch. Inst. Geol. Sopot.

- REYNOLDS R.C., HOWER J. (1970) — The Nature of Interlayering in Mixed-layer Illite-montmorillonites. *Clays and Clay Minerals*, 18, p. 25–36.
- ROSA B. (1967) — O jednostkach morfometrycznych i strukturalnych powierzchni dennej południowego Bałtyku. *Komunikaty*, z. 2, p. 42–46. Warszawa.
- ROSA B. (1968a) — Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74, p. 121–155. Warszawa.
- ROSA B. (1968b) — Z historii polodowcowej wybrzeża południowego Bałtyku. *Folia Quaternaria*, 29, p. 153–162. Kraków.
- SAURAMO M. (1958) — Die Geschichte der Ostsee. *Ann. Acad. Scient. Fennicae*, A, III, 51. Helsinki.
- STOCH L., GÖRLICH K., BAHRANOWSKI K. (1976) — Analiza mineralogiczno-petrograficzna rdzenia 13404-1. *Arch. Inst. Geol. Sopot*.
- ZIMNA D. (1974) — Badania nad formami żelaza występującego w wodach ujściowych Wisły i przybrzeżnych Zatoki Gdańskiej. *Stud. Mater. Oceanologiczne*, 8, p. 231–261. Wrocław—Gdańsk
- БЛАЖЧИШИН А.И. (1976) — Типы донных осадков. В: Геология Балтийского моря. Изд. Моск. клас. Вильнюс.
- ГУДЕЛИС В.К., ЕМЕЛЬЯНОВ Е.М. (1976) — Геология Балтийского моря. Изд. Моск. клас. Вильнюс.
- ДРИЦ В.А., САХАРОВ Б.А. (1976) — Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. Изд. Наука. Москва.

Лешек СТОХ, Кшиштоф ГЕРЛИХ, Феликс Б. ПЕЧКА

## ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ ДНА ГДАНСКОГО БАССЕЙНА

### Резюме

Глинистые осадки в Гданском Бассейне мало изменчивы по минеральному составу. В них содержится около 40% кварца и 40–60% глинистых минералов. Из глинистых минералов самым главным компонентом является иллит, меньше содержится хлорита. Второстепенными компонентами являются: каолинит, смектит, набухающий хлорит и смешаннослойные минералы. Кроме того в осадках содержатся карбонаты: кальцит, доломит, сидерит и обломочные минералы: полевые шпаты, мусковит, глауконит. Смектит, из материала доставляемого Вислой, под воздействием морской воды преобразуется в хлорит и иллит. Количество смектита уменьшается по мере удаления от берега, причём увеличивается содержание хлорита и иллита.

Изменчивость осадков по вертикальному разрезу выражается в увеличении содержания и степени кристаллизации иллита и хлорита. Изменяется также содержание сидерита и кальцита в зависимости от смены Eh и pH среды. Выпадение сидерита в осадок обусловлено его алкализацией, вызванной вливанием вод Северного моря. В осадках выделены горизонты, отличающиеся по содержанию некоторых минеральных компонентов, согласующиеся со стратиграфическим расчленением осадков дна Балтийского моря.

Leszek STOCH, Krzysztof GÖRLICH, Feliks B. PIECZKA

**LITHOLOGY AND MINERAL COMPOSITION OF SEA FLOOR DEPOSITS  
IN THE GDAŃSK BASIN**

**S u m m a r y**

Clay sea-floor deposits of the Gdańsk Basin are characterized by low variability in mineral composition. The shares of quartz and clay minerals are 40% and 40–60%, respectively. Among clay minerals, the most important is illite whereas chlorite occurs in smaller amounts. Other, subordinate components include kaolinite, smectite, swelling chlorite and mixed-layer minerals. The deposits also yield carbonates (calcite, dolomite and siderite) and detrital minerals (feldspars, muscovite and glauconite). Smectite, present in material supplied by the Vistula River, undergoes transformation into chlorite and illite under the influence of sea water. The amount of smectite decreases along with distance from seashore at the advantage of the two minerals.

The variability of deposits in the vertical is connected with increase in content and degree of crystallinity of illite and chlorite. The content of siderite and calcite is also changing, depending on oscillations in Eh and pH of the environment. Precipitation of siderite is related to its alkalization due to ingressions of water from the North Sea. On the basis of differences in content of some mineral components, there are differentiated horizons which are correlable with stratigraphic subdivision of the Baltic deposits.