

Bronisław SZYMAŃSKI

## Kambr górny wschodniej części obniżenia perybałtyckiego

W artykule przedstawiono wyniki badań piaskowcowo-węglanowych utworów kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego, które zostały stwierdzone w profilach otworów wiertniczych wykonanych w latach 1961—1973. Zamieszczono zwięzły opis ich litologii, podano typową sekwencję zespołów skalnych oraz przeprowadzono podział lito- i biofacjalny, wyróżniając na podstawie trylobitów i ramienionogów utwory poziomu *Agnostus pisiformis*, poziomu *Homagnostus obesus* i poziomu *Parabolina spinulosa*. Część końcowa artykułu zawiera omówienie problematyki facjalnej, zarys paleogeografii górnokambryjskiego basenu sedymentacyjnego oraz zestawienie korelacyjne z równowiekowymi utworami obszarów sąsiednich: zachodniej części obniżenia perybałtyckiego i wyniesienia Łeby.

### WSTĘP

W obniżeniu perybałtyckim utwory kambru górnego przebito po raz pierwszy w otworze wiertniczym Pasłek IG-1, którego głębienie ukończono w 1961 r. W pięć lat później podobnie wykształcone skały górnokambryjskie ujawnił profil otworu wiertniczego Olsztyn IG-2 zlokalizowany od Pasłęka w odległości ok. 30 km ku południowemu wschodowi.

W profilach obu wierceń pakiet skalny kambru górnego spoczywa niegodnie na utworach piaskowcowo-mułowcowych kambru środkowego, natomiast przykryty jest przez transgresywnie ułożony glaukonityt arenigu dolnego (latorp). Zarówno między kambrem górnym i środkowym, jak również między kambrem górnym a arenigiem ujawnionych profili zaznacza się wyraźnie luka sedymentacyjna.

W latach 1969—1973 skały kambru górnego przebito kolejno w profilach następujących otworów wiertniczych: Dębowiec Warmiński 2, Dębowiec Warmiński 3, Żelazna Góra 1, Gładysze 2, Henrykowo 1, Młynary 1, ?Młynary 3 i ?Krynica Morska 2 (fig. 1)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> W otworze wiertniczym Młynary 3 i Krynica Morska 2 interwały występowania utworów kambru górnego przebito bezrdzeniowo, opierając ich identyfikację w obu tych profilach na wynikach interpretacji karotażu geofizycznego (J. Stolarczyk, 1973a, b).

W trakcie prowadzonych studiów petrograficznych obecność skał kambru górnego stwierdzono również na złożu wtórnym (B. Szymański, 1976). Zostały one zidentyfikowane w materiale okrucowym zlepieńców podstawowych dolnego tremadoku (pakerort) oraz arenigu dolnego (latorp). Są to najczęściej okrucy i otoczaki wapieni krystalicznych, niekiedy piaszczystych, rzadziej natomiast wapnistych piaskowców kwarcowych.

Stwierdzenie udokumentowanych paleontologicznie utworów kambru górnego we wschodniej części obniżenia perybaltyckiego ma istotne znaczenie dla stratygrafii, paleogeografii i sedimentacji kambru zachodnich obszarów platformy wschodnioeuropejskiej. W znacznym stopniu stwierdzenie to umożliwia również uściślenie dotychczasowych poglądów dotyczących paleotektoniki starszego paleozoiku i stosunku kompleksu kambryjskiego do wyżej leżących utworów tremadoku i arenigu.

W artykule przedstawiono stratygrafię i litologię utworów kambru górnego wschodniej części obniżenia perybaltyckiego, omówiono ich cha-

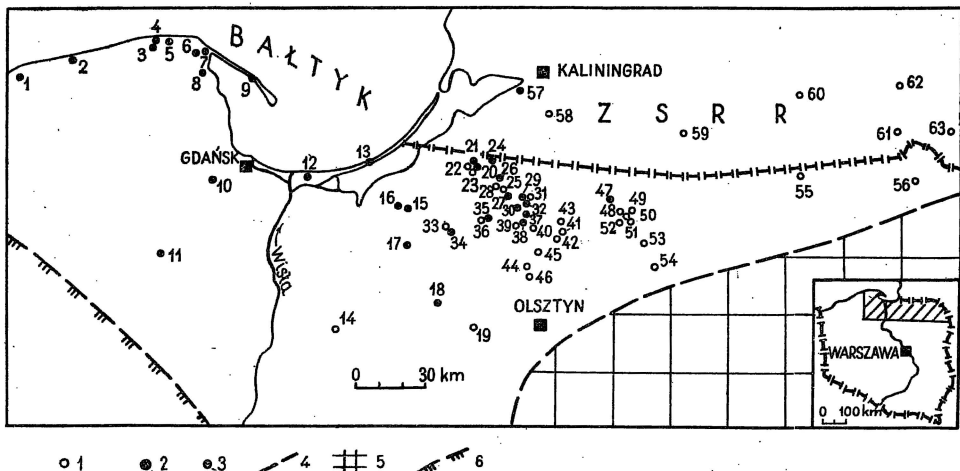


Fig. 1. Szkic sytuacyjny otworów wiertniczych polskiej części obniżenia perybaltyckiego

Location map of boreholes made in Polish part of the Peribaltic Depression

1 — otwory wiertnicze; 2 — otwory wiertnicze, w których stwierdzono występowanie *in situ* utworów kambru górnego; 3 — otwory wiertnicze, w których stwierdzono skały kambru górnego na złożu wtórnym; 4 — granica zasięgu utworów kambru; 5 — wyniesienie mazursko-suwałskie; 6 — zachodnia granica obszaru o sedimentacji typu epikontynentalnego; otwory wiertnicze: 1 — Smóldzino 1; 2 — Żeba 8; 3 — Piaśnica 3; 4 — Dębki 2; 5 — Żarnowiec IG-1; 6 — Mieroszyno 8; 7 — Władysławowo 4; 8 — Darżlubie IG-1; 9 — Hel IG-1; 10 — Niestepowo 1; 11 — Kościerzyna IG-1; 12 — Gdańsk IG-1; 13 — Krynica Morska 2; 14 — Prabuty IG-1; 15 — Młynary 1; 16 — Młynary 3; 17 — Pasiek IG-1; 18 — Olsztyn IG-2; 19 — Olsztyn IG-1; 20 — Żelazna Góra 1; 21 — Żelazna Góra 3; 22 — Żelazna Góra 4; 23 — Żelazna Góra 5; 24 — Głębock 1; 25 — Dębowiec Warmiński 1; 26 — Dębowiec Warmiński 2; 27 — Dębowiec Warmiński 3; 28 — Dębowiec Warmiński 4; 29 — Głady 1; 30 — Głady 3; 31 — Głady 4; 32 — Zareby 2; 33 — Gładysze 1; 34 — Gładysze 2; 35 — Henrykowo 1; 36 — Henrykowo 2; 37 — Pieszkowo 1; 38 — Zareby 1; 39 — Zareby 3; 40 — Łaniewo 1; 41 — Lidzbark Warmiński 1; 42 — Lidzbark Warmiński 2; 43 — Lidzbark Warmiński 3; 44 — Dobre Miasto 1; 45 — Dobre Miasto 2; 46 — Dobre Miasto 3; 47 — Bartoszyce IG-1; 48 — Zawada 1; 49 — Korsze 1; 50 — Ketrzyn IG-1; 51 — Łankiełmy 1; 52 — Łankiełmy 2; 53 — Klewno 1; 54 — Ketrzyn IG-2; 55 — Gołdap IG-1; 56 — Jezioro Okrągłe 1; 57 — Ładuszki 1; 58 — Niwiński; 59 — Prawdziński; 60 — Gusiew; 61 — Wisztitiz; 62 — Virbalis; 63 — Kalwaria

1 — boreholes; 2 — boreholes penetrating Upper Cambrian rocks occurring *in situ*; 3 — boreholes penetrating redeposited Upper Cambrian rocks; 4 — extent of Cambrian rocks; 5 — Mazury-Suwałki Elevation; 6 — western boundary of area of sedimentation of the epikontinental type; 1 — 63 — names of the boreholes

rakterystykę petrograficzną oraz podano uwagi dotyczące przebiegu procesu sedymentacji. Za podstawę niniejszej publikacji posłużyły rdzenie z otworów wiertniczych wykonanych przez Zakład Geologii Struktur Wgłębnych Niżu IG oraz PPN w Wołominie.

W poczuciu głębokiej wdzięczności pragnę złożyć gorące podziękowania Dyrekcji i Geologom Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Wołominie, zwłaszcza mgrowi F. Stolarczykowi i mgrowi M. Bojanowskiemu, których uprzejmości zawdzięczam udostępnienie próbek rdzeni i liczne informacje. Dr K. Lendzion dziękuję za udostępnienie próbek rdzenia skał węglanowych z otworu wiertniczego Młynary 1 oraz niepublikowane informacje dotyczące kambru górnego zachodniej części obniżenia perybałtyckiego. Prof. drowi J. Znosce serdecznie dziękuję za uprzejme przekazanie rękopisu i wyrażone uwagi krytyczne.

## STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

W części wschodniej obniżenia perybałtyckiego na nierównej, erozyjnie wymodelowanej powierzchni podłoża środkowokambryjskiego leży niezgodnie, nieznacznej miąższości, jednolicie i monotonicznie wykształcony pakiet skał zlepieńcowo-piaskowcowo-węglanowych kambru górnego, które tworzą samodzielny, transgresywny cykl sedymentacyjny. W stropie skały kambru górnego przykryte są przekraczającą przez zlepieńce tremadoku dolnego (pakerort) bądź, tam gdzie utwory piętra tremadockiego uległy całkowitemu zniszczeniu erozyjnemu, spoczywa na nich bezpośrednio pakiet glaukonitytu arenigu dolnego (latorp).

Zespół skalny kambru górnego, który reprezentuje zachowane od erozji strzępy niegdyś bardziej miąższej i kompletnej stratygraficznie pokrywy osadowej, dzieli się w sposób naturalny na trzy następujące kompleksy litostratygraficzne: dolny — zlepieńcowo-piaskowcowy, środkowy — piaskowcowo-węglanowy i górny — węglanowy<sup>2</sup>.

### KOMPLEKS ZLEPIEŃCOWO-PIASKOWCOWY

Na morfologicznie nierównej, rozmytej powierzchni utworów piaskowcowych i mułowcowo-ilastych kambru środkowego, w partii przystropowej często intensywnie wtórnie skrzemionkowanych i spirytyzowanych, leży z luką sedymentacyjną cienki pakiet skał piaskowcowych kambru górnego. Jednolicie i monotonicznie wykształcone skały piaskowcowe najwyższego kambru z lokalnie rozwiniętą w spągu warstwą zlepieńcową reprezentują podstawowe ogniwo nowego, wyraźnie wyodrębnionego, transgresywnego cyklu sedymentacyjnego (B. Szymański, 1974).

<sup>2</sup> Zgodnie z ustaleniami „Zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej” z 1975 r. wszystkie wyodrębnione tu jednostki litostratygraficzne odpowiadają w schemacie sformalizowanym pojęciu formacji. Ich kreowania chwilowo jednak zaniechano ze względu na konieczność uprzedniego przeprowadzenia kodyfikacji całości dotychczasowych wydziałów litostratygraficznych w obrębie starszego paleozoiku NE Polski.

Granica między utworami klastycznymi kambru środkowego a warstwą piaskowców bazalnych kambru górnego jest zawsze nieregularna, wyraźna i ostra. Swym ukształtowaniem wskazuje ona jednoznacznie, że powierzchnia kontaktu kambr środkowy/kambr górny ma powszechnie charakter erozyjny.

Jednolita litologicznie, cienka warstewka piaskowców bazalnych tworzy stały, transgresywny poziom litostratygraficzny, który ułożony jest przekraczającą na różnowiekowych ogniwach litostratygraficznych kambru środkowego (fig. 2).

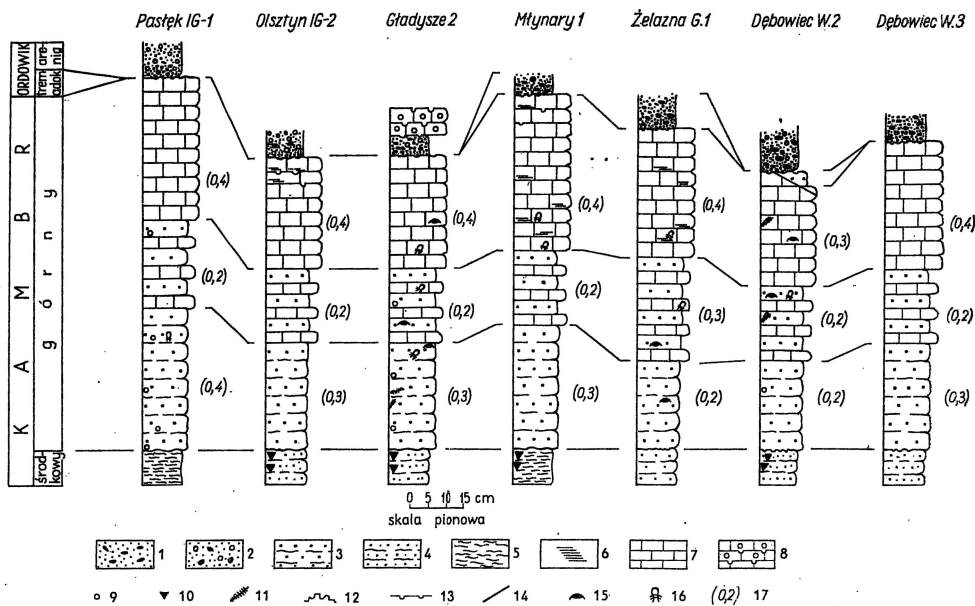


Fig. 2. Zestawienie korelacyjne profilów kambru górnego wschodniej części obniżenia perybaltyckiego

Correlation of Upper Cambrian profiles from eastern part of the Peribaltic Depression

1 — zlepieńce; 2 — zlepieńce glaukonitowe; 3 — piaskowce różno- i średnioziarniste; 4 — piaskowce drobnoziarniste; 5 — mułowce; 6 — ilowce i ilołupki; 7 — wapień piaszczyste i wapień krystaliczne; 8 — wapień glaukonitowe; 9 — glaukonit; 10 — piryt; 11 — żyłki węglanowe; 12 — powierzchnie rozmyć; 13 — śródwarstwowe powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych; 14 — uskoki; stanowiska fauny: 15 — ramienionogów, 16 — trylobitów; 17 — miąższość w metrach

1 — conglomerates; 2 — glauconitic conglomerates; 3 — various- and medium-grained sandstones; 4 — fine-grained sandstones; 5 — siltstones; 6 — claystones and clay shales; 7 — sandy and crystalline limestones; 8 — glauconitic sandstones; 9 — glauconite; 10 — pyrite; 11 — carbonate veinlets; 12 — erosional surfaces; 13 — interlayer surfaces of sedimentary discontinuities; 14 — faults; fauna localities: 15 — brachiopods, 16 — trilobites; 17 — thickness in meters

W wykształceniu typowym piaskowce bazalne kambru górnego wyrażone są przez oligomiktyczne piaskowce kwarcowe średnioziarniste, związane, szare i jasnoszare, które w części przyspągowej wykazują lokalnie charakter zlepieńcowy. Skład mineralny skał piaskowcowych jest słabo zróżnicowany, monotony. W skale powszechnie występuje nieliczny, jasnozielony, agregatowy glaukonit, fosforany, niewielkie okruchy pocho-

dzenia organicznego (bioklasty), drobnokrystaliczny piryty, drobne ziarna zwietrzałych skaleni, wreszcie sporadyczne blaszki muskowitu oraz nieregularne, drobne skupienia ciemnoszarej substancji ilastej. Stopień wy-sortowania ziarn materiału klastycznego skał piaskowcowych jest zazwyczaj niski, natomiast ich obtoczenie bywa z reguły dobre. Ziarna kwarcu są najczęściej owalne bądź kuliste. Spoiwo piaskowców rozmieszczone bywa równomiernie. Zwykle jest umiarkowanie obfite, kalcytowe lub kalcytowo-ilaste, partiami z niewielką domieszką substancji fosforanowej. Uwarstwienie skał piaskowcowych jest powszechnie niewyraźne, cienkoławicowe; najczęściej poziome, niekiedy — głównie w części przyspągowej — skośne. Wykazują one powszechnie charakterystyczny, nierówny przełam. W piaskowcach sporadycznie stwierdza się nieregularne, cienkie, skośnie ustawione epigenetyczne żyłki białego, krystalicznego kalcytu (otw. Gładysze 2).

Jednolity litologicznie pakiet skał piaskowcowych powszechnie zawiera nieliczne, bezładnie rozmieszczone, cienkie laminy i smugi ilaste, których grubość wynosi od 0,3 do ok. 1 mm. Zarys i granice lamin i smug są na ogół nieregularne, czasem nieostre, faliste. Często wyklinowują się one lub zanikają, wykazując przy tym obecność przypadkowych zgrubień i przewężeń. Ułożenie przestrzenne lamin i smug ilastych bywa zwykle skośne, niekiedy poziome, natomiast ich barwa jest monotonna — szaroseledynowa lub ciemnoszara (otw. Młynary 1, Żelazna Góra 1).

Część dolna, przyspągowa pakietu piaskowcowego ma charakter różnoziarnisty, a lokalnie wyrażona bywa przez cienką, bazalną warstewkę zlepieńcową. Skała zlepieńcowa składa się z różnoziarnistego materiału piaszczysto-mułowcowego, w którym tkwią nieliczne, pojedyncze, luźno rozmieszczone otoczaki i okruchy skał osadowych podłoża. Są to głównie drobne, średnicy do 1,0 cm, dobrze obtoczone otoczaki jasnoszarych, zwięzłych, drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych oraz ostrokrawędziste okruchy twardych, ciemnoszarych iłowców z blaszkami muskowitu. Skała zlepieńcowa odznacza się bezładnym pokrojem, jest słabo scementowana, krucha, jasnoszara i niekiedy nieco dolomityczna (otw. Dębowiec Warmiński 2).

W zachodniej części obniżenia perybałtyckiego pakiet bazalnych skał piaskowcowych lateralnie zastąpiony jest przez ciemne, bezwapniste utwory pelityczne litofacji ilastej i ilasto-mułowcowej, które niezgodnie z ostrą i wyraźną granicą, ułożone są na nierównej powierzchni kompleksu ilasto-mułowcowego kambru środkowego (otw. Niestępowo 1, Kościerzyna IG-1).

W piaskowcach bazalnych fauna występuje niezbyt licznie i najczęściej odznacza się złym stanem zachowania. W materiale paleontologicznym piaskowców dotychczas zidentyfikowano: *Agnostus pisiformis* (Linnaeus), *Agnostus* sp. <sup>3</sup>, *Obolus* sp. i *Lingulella* sp.

<sup>3</sup> Jako pierwsza informację o występowaniu *Agnostidea* we wschodniej części obniżenia perybałtyckiego podała E. Tomczykowa (1962, str. 88). Znalazła ona w zwięzłych, jasnoszarych piaskowcach kwarcowych profilu otworu wiertniczego Pasiek IG-1 nieliczne, źle zachowane okazy *Agnostus* cf. *glabratus* Angelin, których obecność stała się podstawą uznania tych skał za wiekowe ekwiwalenty poziomu *Dichograptus arenigu* dolnego (tabela 1). W świetle nowszych znalezisk fauny *Agnostidea* w wapnistych piaskowcach kwarcowych kambru górnego zarówno oznaczenie gatunku cf. *glabratus*, jak i określenie pozycji stratygraficznej piaskowców przez E. Tomczykową wydają się być mało prawdopodobne i wymagają rewizji. Jest to tym bardziej uzasadnione, że w nieco późniejszej publikacji E. Tomczykowa (E. Tomczykowa,

Za litostratotyp kompleksu utworów zlepieńcowo-piaskowcowych kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego proponuje się przyjąć profil otworu wiertniczego Gładysze 2, w którym wykazują one typowe wykształcenie dla całej strefy rozprzestrzenienia litofacji piaskowcowo-węglanowej i gdzie istnieje zachowany ich kontakt z niżej leżącymi utworami kambru środkowego.

Mięszość pakietu piaskowcowego wynosi 0,2—0,4 m<sup>4</sup>. Względny udział piaskowców w kompleksie skalnym kambru górnego nie przekracza 40%.

#### KOMPLEKS PIASKOWCOWO-WĘGLANOWY

Na piaskowcach bazalnych spoczywa zgodnie sedymentacyjnie cienki, jednolicie wykształcony pakiet skał piaskowcowo-węglanowych, które tworzą naturalnie wyodrębniony poziom litostratygraficzny. Przejście między obu zespołami skalnymi jest zawsze stopniowe, ale bardzo szybkie.

Jednolicie wykształcony pakiet piaskowcowo-węglanowy wyrażony jest przez oligomiktyczne piaskowce kwarcowe średnioziarniste, szare i jasnoszare, które powszechnie przewarstwiają cienkie wkładki i przerosty piaszczystych wapieni krystalicznych. Skład mineralny piaskowców jest słabo zróżnicowany, monotony. Są one słabo scementowane, niezbyt zwarte, partiami kruche i nieco porowate. Stopień obtoczenia i wysortowania ziarn składników detrytycznych skały jest zwykle dobry. Czasem stwierdza się także ziarna słabo obtoczone, sporadycznie ostrokrawędziste, które niekiedy — głównie w przyspągowych partiach warstewek — tworzą drobne gniazdowe skupienia. Spoiwo piaskowców rozmieszczone jest nierównomiernie, najczęściej bywa obfite, typu bazalnego, rzadziej bazalno-stykowego. Jest ono zwykle doskonale zrekrystalizowane, głównie kalcytowe bądź miejscami kalcytowo-dolomityczne (otw. Dębowiec Warmiński 2, Olsztyn IG-2), w określonych partiach z domieszką substancji ilastej. Skały piaskowcowe wykazują zazwyczaj niewyraźne, skośne uwarstwienie, najczęściej o pokroju droбноławicowym.

W typowo wykształconych piaskowcach kwarcowych powszechnie spotyka się nieliczne, bezładnie rozmieszczone, cienkie laminy i wtrącenia ilaste lub ilasto-chlorytowe. Zarys ich jest zwykle urozmaicony, nieregularny, czasem falisty lub w różnym stopniu partiami zaburzony. Często laminy i wtrącenia ilaste wyklinowują się i zanikają, a nierzadko są poprzerywane. Zdarza się przy tym, że wykazują one brak ostrych i wyraźnych granic z otaczającym tłem skalnym. W skale laminy i wtrącenia ułożone są na ogół poziomo, często jednak nieco skośnie. Barwa lamin

H. Tomczyk, 1968, str. 203) wspomina już tylko o znalezisku *Agnostus* sp. w piaskowcach zaliczonych przez nią warunkowo do kambru środkowego, by wreszcie w pracy z 1973 r. zanlechać całkowicie cytowania tego taksonu. Mimo takiego stanu rzeczy, obecność piaskowcowych utworów kambru górnego w profilu otworu Pasiek IG-1 nie może dzisiaj budzić wątpliwości.

<sup>4</sup> Zarówno mięszości pakietu skał piaskowcowych, jak również pakietu skał piaskowcowo-węglanowych należy traktować jako orientacyjne, ponieważ przy niepełnym zwykle uzysku rdzenia, wcześniejszym niekiedy jego rozbiciu podczas profilowania oraz nieprzydatności na tym odcinku do szczegółowych interpretacji wykresów geofizycznych możliwe są niewielkie rozbieżności ze stanem faktycznym.

i wtrąceń ilastych jest monotonna, najczęściej szaroseledynowa, niekiedy ciemnoszara (otw. Młynary 1, Żelazna Góra 1).

Skały piaskowcowe powszechnie, choć nierównomiernie, przewarstwione są przez cienkie, zwykle dość gęsto rozmieszczone i wyraźnie wyodrębnione warstewki i przerosty piaszczystych wapieni krystalicznych. Zarys warstewek i przerostów jest regularny, natomiast morfologia ich granic najczęściej bywa lekko nierówna, czasem nieco falista. Zwykle granica piaskowiec/wapień ma charakter ostry i wyraźny, tylko niekiedy zaznacza się słabo skutkiem stopniowego, ale szybkiego wzajemnego przejścia obu typów litologicznych. W profilu przewarstwienia wapieni ułożone są na ogół poziomo, sporadycznie wykazują one jednak nieznaczne skośne nachylenie. Miąższość warstewek i przerostów węglanowych jest niestała i waha się od 2 do 5 cm, przeciętnie wynosi ok. 4 cm.

Zespół skał węglanowych składa się głównie z wapieni średnio- i różnopartiami drobnokrystalicznych, masywnych, czasem w nieznacznym stopniu dolomitycznych (otw. Dębowiec Warmiński 2). Są to skały zwięzłe, twarde o nieregularnym, nierównym przełamie. Ich barwa bywa monotonna, szara i jasnoszara. Skład mineralny skał węglanowych jest słabo urozmaïcony, jednolity. Zasadniczym składnikiem mineralnym skały jest dobrze wykryształizowany, często polisyntetycznie zbliźniaczony kalcyt, któremu powszechnie — aczkolwiek w zmiennych ilościach — towarzyszy materiał ilasty. Jest on rozmieszczony w skale bezładnie i nierzadko tworzy nieregularne, gniazdowe skupienia. Skały węglanowe pospolicie zawierają domieszkę dobrze na ogół obtoczonych i bezładnie, czasem smugowo rozmieszczonych ziarn kwarcu, głównie frakcji psamitowej, a w profilach zachodniej części obniżenia — frakcji aleurytowej (otw. Młynary 1, Niestępowo 1). W masie węglanów nagromadzone są one nierównomiernie, najczęściej jako pojedyncze, luźno rozsiane ziarna. W części przewarstwień węglanowych — zwłaszcza w ich przyspągowych partiach — ilość detrytycznego kwarcu bywa jednak na tyle obfita, że wapienie mają charakter wapieni piaszczystych, a nierzadko tworzą przejścia do silnie wapnistych piaskowców kwarcowych. Skład mineralny wapieni uzupełniają drobne ziarna glaukonitu, strzępiaste nagromadzenia chlorytu, nieliczny bezładnie rozsiany drobnokrystaliczny piryt oraz nieregularne skupienia i smugi seledynowoszarej bądź szarej substancji ilastej. Zupełnie wyjątkowo w wapieniach stwierdza się obecność drobnych, zatartych i silnie przekryształizowanych, reliktowych struktur organicznych (bioklastów).

Skały piaskowcowo-węglanowe — głównie wapienie piaszczyste — zawierają sporadycznie nagromadzenia makrofauny, która jest reprezentowana przez nieliczne trylobity, wyjątkowo ramienionogi. Stan zachowania makrofauny — zwłaszcza trylobitów — zazwyczaj jest niekompletny. Zwykle są to drobne, pokruszone i zniszczone okruchy pancerzy, rzadziej natomiast ich oznaczalne fragmenty — najczęściej pygidia. Sporadycznie ich nagromadzenie na powierzchniach oddzielności skał bywa obfite (otw. Gładysze 2).

W materiale paleontologicznym skał piaskowcowo-węglanowych dotychczas zidentyfikowano: *Agnostus pisiformis* (Linnaeus), *Agnostus* sp. sp., *Obolus* sp., *Lingulella* sp., *Conodonta* gen. indet. oraz forforanowochitynowe fragmenty rurek robaków.

Stwierdzony zespół fauny jednoznacznie dokumentuje stanowisko stratygraficzne utworów pakietu piaskowcowo-węglanowego oraz podścielającego go pakietu piaskowców jako najniższy kambr górny, tj. poziom *Agnostus pisiformis* (A. H. Westergård, 1946; G. Henningsmoen, 1957; V. Poulsen, 1966; A. Martinsson, 1974).

W charakterze litostratotypu kompleksu utworów piaskowcowo-węglanowych kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego przyjęto profil z otworu wiertniczego Żelazna Góra 1, którego sposób wykształcenia, miąższość oraz dokumentacja paleontologiczna są reprezentatywne dla całej strefy rozprzestrzenienia osadów litofacji piaskowcowo-węglanowej.

Miąższość pakietu piaskowcowo-węglanowego jest niestała i waha się od 0,2 do 0,3 m. Udział skał piaskowcowo-węglanowych w kompleksie skalnym kambru górnego wynosi ok. 20%.

#### KOMPLEKS WĘGLANOWY

Powyżej utworów piaskowcowo-węglanowych leży zgodnie z wyraźną powszechnie ciągłością sedymentacyjną cienki, słabo zróżnicowany litologicznie pakiet skał węglanowych, które tworzą stały, naturalnie wyodrębniony horyzont litostratygraficzny. Granica między pakietem skał węglanowych a podścielającymi utworami piaskowcowo-węglanowymi jest zwykle słabo wyeksponowana, niewyraźna. W profilu zaznacza się ona nagłym zazwyczaj zanikiem wkładek piaskowców wśród skał węglanowych.

Jednolity litologicznie pakiet skał węglanowych stanowi najmłodszy, stwierdzony dotychczas poziom chronostratygraficzny kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego, który zamyka na tym obszarze samodzielny cykl klastyczno-węglanowej sedymentacji górno-kambryjskiej (B. Szymański, 1974).

Zasadniczy element skałotwórczy pakietu węglanowego tworzą czyste, masywne wapienie krystaliczne, zwykle w części przyspagowej nieco piaszczyste. Są to głównie skały grubo- i różnokrystaliczne, podrzędnie partiami średnio- lub wyjątkowo drobnokrystaliczne. W wykształceniu typowym ich makrotekstura jest zazwyczaj bezładna, tylko w najniższej części profilu bywa ona zorientowana i ma charakter słabo wyrażonej tekstury równoległej. Barwa wapieni jest na ogół stała, najczęściej jasnoszara, niekiedy szara bądź ciemnoszara (otw. Młynary 1). Zwykle skały węglanowe są zwarte, twarde i odznaczają się charakterystycznym nierównym przełamem.

Skład mineralny wapieni jest powszechnie słabo zróżnicowany, monotonny. Zasadniczym komponentem mineralnym skały jest dobrze wykryształizowany kalcyt, który często tworzy zbliźniaczone, izometryczne monokrystaltały. W ilościach podrzędnych wapienie zawierają sporadycznie drobne ziarna glaukonitu, nieregularne strzępiaste skupienia bładozielonawego chlorytu, pojedyncze idiomorficzne kryształki apatytu oraz nieliczny piryt, który niekiedy tworzy obfitsze, bezładnie rozmieszczone koncentracje i nagromadzenia typu konkrecyjnego (otw. Młynary 1). Skład mineralny skał węglanowych uzupełniają nieregularne skupienia i smugi szaroseledynowej lub szarej substancji ilastej oraz bezładnie rozsiiane, najczęściej dobrze obtoczone, pojedyncze ziarna detrytycznego kwarcu.



W niektórych profilach stwierdza się także obecność cienkich, skośnie ustawionych epigenetycznych żyłek węglanowych, których głównym składnikiem jest biały, grubokrystaliczny kalcyt (otw. Dębowiec Warmiński 2). Zupełnie wyjątkowo skała zawiera nadto nieliczne, zwykle silnie przekrystalizowane, drobne okruchy pochodzenia organicznego (bioklasty); w masie krystalicznego węglanu tkwią one luźno nie stykając się ze sobą (otw. Gładysze 2).

Część dolna, przyspagowa pakietu skał węglanowych powszechnie wykazuje podwyższoną koncentrację materiału piaszczystego, który miejscami skupia się w formie nieregularnych, cienkich smug i przerośtów. W obrębie skał węglanowych tworzą one izolowane, beładnie rozmieszczone i zazwyczaj słabo wyodrębnione wtrącenia. Skład mineralny wtrąceń materiału detrytycznego odpowiada wapieniom piaszczystym (B. Szymański, 1976).

Pakiet wapieni krystalicznych sporadycznie — głównie w części zachodniej (otw. Młynary 1, Żelazna Góra 1) — zawiera nieliczne, cienkie laminy i wtrącenia ilaste wyrażone głównie przez zwięzłe, nieco bitumiczne iłowce bezwapniste o zbitej, beładnej teksturze. W profilu ich rozmieszczenie bywa zazwyczaj zupełnie nieuporządkowane, beładne. Często przewarstwienia ilaste wyklinowują się stopniowo lub zanikają, wykazując nierzadko w swym przebiegu istnienie miejscami niewielkich zgrubień i przewężeń. Czasem zdarza się, iż są one nieco skośnie ustawione lub nieznacznie łagodnie i lekko powyginane. Zarys lamin i wtrąceń ilastych jest powszechnie nieregularny, niekiedy lekko falisty bądź w różnym stopniu miejscami zaburzony (otw. Młynary 1, Żelazna Góra 1). Zwykle przewarstwienia ilaste wykazują stopniowe przejście do otaczającego tła skalnego, od którego nie są na ogół ostro i wyraźnie odgraniczone. Barwa skał ilastych jest monotonna: w części wschodniej i południowo-wschodniej jasnoszara lub seledynowoszara, natomiast w zachodniej i północno-zachodniej — szara i ciemnoszara (otw. Młynary 1, Żelazna Góra 1). Grubość przewarstwień ilastych jest niestała, najczęściej wynosi 1—4 mm.

W pakiecie skał węglanowych stwierdzona fauna nie jest dotychczas liczna i grupuje się wyłącznie w dolnej i środkowej części profilu. Żle zachowane, uszkodzone fragmenty skorupek ramienionogów oraz pojedyncze cefalony i pygidia trylobitów napotkano w profilach otworu Gładysze 2, Żelazna Góra 1 i Młynary 1 (fig. 2).

W materiale paleontologicznym wapieni zidentyfikowano: w części dolnej — *Olenus* cf. *truncatus* (Brünnich), *Agnostus* (*Homagnostus*) *obesus* Belt<sup>5</sup>, *Agnostus* sp., *Obolus* sp., ?*Broeggeria* sp. i fragmenty fosforanowo-chitynowych rurek robaków, natomiast w części środkowej — *Orusia lenticularis* (Wahlenberg) i *Trilobitarum* gen.

Z przytoczonej listy skamieniałości wynika, że utwory pakietu węglanowego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego reprezentują wiekowe odpowiedniki II i III poziomu trylobitowego Skandynawii, tj. poziomu *Homagnostus obesus* i poziomu *Parabolina spinulosa* (G. Henningsmoen, 1957, 1958; V. Poulsen, 1966; A. Martinsson, 1974).

W profilach pakietu węglanowego nie stwierdzono dotychczas doku-

<sup>5</sup> Informację o występowaniu okazów dwu pierwszych taksonów w profilu otworu wiertniczego Młynary 1 zawdzięczam uprzejmości dr K. Lenzion (inf. ustna).

mentacji faunistycznej, która umożliwiałaby na tym obszarze identyfikację utworów sukcesywnie młodszego poziomu kambru górnego, tj. poziomu *Leptoplastus*. Zważywszy znaczną kondensację stratygraficzną profilów kambru górnego obniżenia perybałtyckiego nie można jednak wykluczyć, że utwory tego wieku mogą być reprezentowane — przynajmniej częściowo — przez górną część pakietu skał węglanowych. Za poprawnością tego rodzaju interpretacji stratygraficznej przemawia również fakt obecności wapieni kambru górnego na złożu wtórnym. Wapienie w formie otoczków i drobnych okruchów zidentyfikowano wśród składników materiału okruchowego zlepieńców dolnotremadoczkich (otw. Zaręby 1, Zaręby 2, Pieszkowo 1, Głądy 1, Głądy 3 i Dębowiec Warmiński 2) oraz dolnoarenickich (otw. Żelazna Góra 3, Głębock 1, Młynary 1, Bartoszyce IG-1). Ich występowanie zdaje się jednoznacznie świadczyć, że pierwotny profil kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego był bardziej kompletny niż stwierdza się to obecnie, a jego aktualny zasięg stratygraficzny ma charakter wtórny, tj. erozyjny.

Zestawienie korelacyjne wyodrębnionych we wschodniej części obniżenia perybałtyckiego poziomów biostratygraficznych kambru górnego z profilami równowiekowych utworów Polski północnej prezentuje fig. 3.

W stropie pakiet skał węglanowych kambru górnego przykryty jest niezgodnie przekraczającą ułożonymi, transgresywnymi utworami dolnego ordowiku, które są reprezentowane przez zlepieńce podstawowe tremadoku dolnego (pakerort) bądź przez dolnoarenickie osady piaszczysto-glaukonitowe z lokalnie rozwiniętą w spągu warstewką zlepieńca bazalnego (fig. 2).

Jako litostratotyp kompleksu skał węglanowych kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego proponuję uznać profil z otworu wiertniczego Olsztyn IG-2, w którym wapienie wykazują typowe wykształcenie dla całej strefy aktualnego rozprzestrzenienia utworów piaskowcowo-węglanowych kambru górnego i gdzie istnieje zachowana relatywnie najbardziej pełną ich miąższość. Za hipolitostratotyp przyjęć należałoby natomiast profil otworu Młynary 1, zawierający w pakiecie wapieni laminy i wtrącenia ciemnoszarych skał ilastych.

Miąższość pakietu skał węglanowych wynosi 0,3—0,4 m, natomiast ich względny udział w kompleksie utworów kambru górnego nie przekracza 40% miąższości. Sumaryczna miąższość kompleksu piaskowcowo-węglanowego kambru górnego we wschodniej części obniżenia perybałtyckiego waha się od 0,7 do 1,1 m (fig. 2).

## UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE

W północno-zachodniej części kratonu prekambryjskiego na terenie Polski utwory kambru górnego znane są dotychczas z dwu obszarów, tj. z zachodniej części obniżenia perybałtyckiego (Z. Modliński, 1973b) oraz z wyniesienia Łeby<sup>6</sup> (K. Lendzion, 1970; W. Bednarczyk, 1972; W. Bed-

<sup>6</sup> Jest to względna jednostka tektoniczno-morfologiczna, której odrębność manifestuje się wyłącznie w dzisiejszym układzie strukturalnym. Z paleotektonicznego punktu widzenia tzw. wyniesienie Łeby stanowi fragment skrzydła będącego wspólnym elementem dla obniżenia perybałtyckiego i zanurzającej się ku południowi tarczy bałtyckiej (J. Znosko, 1970).

System	Dział	Stratygrafia	Wyniesienie Łeby	Obniżenia perybałtyckie	
				część zachodnia	część wschodnia
O R D O W I K	arenig	5 <i>Didymograptus hirundo</i>	<i>Megistaspis limbata</i> <i>Phyllograptus angustifolius elongatus</i>	<i>Megistaspis limbata</i> <i>Phyllograptus angustifolius elongatus</i>	<i>Megistaspis limbata</i>
		4 <i>Didymograptus extensus</i>	<i>Phyllograptus densus</i> <i>Didymograptus balticus</i>	<i>Phyllograptus densus</i> <i>Didymograptus balticus</i>	<i>Symphysurus angustatus</i>
		3 <i>Dichograptus</i>	<i>Tetragraptus phyllograptoides</i>	<i>Tetragraptus phyllograptoides</i>	
O R D O W I K	tremadok	2 <i>Bryograptus</i>			<i>Obolus apollinis</i>
		1 <i>Dictyonema</i>			
K A M B R.	górny Olenus	VI <i>Acerocare</i>			
		V <i>Peltura</i>	<i>Peltura</i>	<i>Peltura</i>	
		IV <i>Leptoplastus</i>			<i>Leptoplastus</i>
K A M B R.	Środkowy Paradoxides	III <i>Parabolina sphulosa</i>			
		II <i>Hornagnostus obesus</i>	<i>Agnostus pisiformis</i>	<i>Agnostus pisiformis</i>	<i>Agnostus pisiformis</i>
		I <i>Agnostus pisiformis</i>			
K A M B R.	Środkowy Paradoxides	C <i>Paradoxides forchhammeri</i>			
		B <i>Paradoxides paradoxissimus</i>	<i>P. paradoxissimus</i>		<i>P. paradoxissimus</i>
		A <i>Paradoxides oelandicus</i>	<i>P. oelandicus</i>	<i>P. oelandicus</i>	<i>P. oelandicus</i>

Fig. 3. Zestawienie stratygraficzne utworów kambru środkowego, kambru górnego, tremadoku i arenigu platformy prekambryjskiej (prebajkalskiej) północnej Polski (na podstawie publikacji A. H. Westergårda, 1936, 1946, 1953; G. Henningsmoena, 1957; V. Poulsen, 1966; W. Bednarczyka, 1968, 1972; W. Bednarczyka i M. Turnau-Morawskiej, 1975; K. Lenzion, 1969, 1970; Z. Modlińskiego, 1967, 1971, 1973a; Z. Modlińskiego i B. Szymańskiego, 1972; B. Szymańskiego, 1974)

Stratigraphic summation of Middle and Upper Cambrian, Tremadocian and Arenigian deposits of the Precambrian (Prebaikalian) Platform of the northern Poland (on the basis of papers by A. H. Westergård, 1936, 1946, 1953; G. Henningsmoen, 1957; V. Poulsen, 1966; W. Bednarczyk, 1968, 1972; W. Bednarczyk and M. Turnau-Morawska, 1975; K. Lenzion, 1969, 1970; Z. Modliński, 1967, 1971, 1973a; Z. Modliński and B. Szymański, 1972; B. Szymański, 1974)

narczyk, M. Turnau-Morawska, 1975). Ich obecność stwierdzono tu szeregiem głębokich otworów wiertniczych wykonanych w latach 1968—1973 (fig. 1).

W granicach obu wyróżnionych elementów morfologiczno-strukturalnych utwory kambru górnego wykazują słabo zróżnicowany, monotony skład litologiczny. Są to głównie ciemne, bitumiczne osady ilaste, którym towarzyszą nieregularne przerosty i wkładki szarych i ciemnoszarych wapieni organogenicznych o strukturze średnio- i drobnokryształicznej. Zaznaczona wyraźnie unifikacja ich jakościowego i ilościowego sposobu wykształcenia sprawia, że mają one charakter izofacjalny. W profilach zachodniej części obniżenia perybałtyckiego i wyniesienia Łeby utwory najwyższego kambru leżą niezgodnie na skałach kambru środkowego, natomiast w stropie są przykryte przez transgresywne, zlepieńcowe ogniwa arenigu dolnego (Iatorp). Według K. Lenzion (1970), W. Bednarczyka (1972) oraz W. Bednarczyka i M. Turnau-Morawskiej (1975) w kompleksie górnokambryjskim północno-wschodniej Polski reprezentowane są utwory od poziomu *Agnostus pisiformis* po poziom *Peltura scarabeoides* włącznie (fig. 3). Miąższość serii ilasto-węglanowej kambru górnego jest zmienna i wynosi od 0,5 m na wschodzie (otw. Gdańsk IG-1) do ok. 14,0—20,0 m na zachodzie (otw. Białogóra 1, Smołdzino 1).

W 1972 r. utwory udokumentowanego paleontologicznie kambru górnego zostały zidentyfikowane także na obszarze leżącej poza granicami kraju, wschodniej — radzieckiej — części obniżenia perybałtyckiego. Ich

występowanie stwierdzono w profilu otworu wiertniczego Ładuszki 1, który był odwiercony w odległości ok. 18 km na południowy zachód od Kaliningradu (A. W. Owczarenko, N. A. Usanow, 1973).

Według A. A. Kapłana, O. N. Andrejewej, N. E. Czernyszewej i in. (1973) kambr górny z otworu wiertniczego Ładuszki 1 jest wyrażony nieznacznej miąższości pakietem skał węglanowych, którego część górną tworzą jasnoszare, grubokrystaliczne wapienie organogeniczne, natomiast część dolną — wapienie piaszczyste i piaskowce wapniste. Są one ułożone niezgodnie na piaskowcach kwarcowych kambru środkowego i przykryte w stropie transgresywnie leżącymi piaskowcami kwarcowo-glaukonitowymi arenigu dolnego (leetse). Zespół górnokambryjskich utworów węglanowych rejonu kaliningradzkiego zawiera: *Orusia lenticularis* (Wahlberg), *Homagnostus* sp. i *Acrothele?* sp., które jednoznacznie ustalają ich przynależność do poziomu *Parabolina spinulosa* i *Orusia lenticularis*. Miąższość pakietu skał węglanowych kambru górnego w profilu otworu wiertniczego Ładuszki 1 wynosi 0,2 m.

Jeśli prześledzić główne rysy układu przestrzennego rozczłonkowanych dziś i fragmentarycznych wystąpień pokrywy utworów kambru górnego na obszarze północnej części kratonu prekambryjskiego w Polsce i na sąsiednich terenach ZSRR (rej. kaliningradzki), to nieodparcie nasuwa się wniosek, że wykazują one bliskie pokrewieństwo paleogeograficzne. Zupełnie wyraźnie uwidacznia się ono w strefowości układu zespołów litofacjalnych, ogólnych podobieństwach ich składu litologicznego oraz wspólnym planie regionalnego rozkładu miąższości. Za integracją rozczłonkowanych wtórnie wystąpień utworów najwyższego kambru przemawia wreszcie identyczność zawartego w nich zespołu fauny, która wiąże ten obszar jako całość ze skandynawską prowincją paleozoogeograficzną. W tym stanie rzeczy rozdzielone obecnie wystąpienia utworów kambru górnego są niewątpliwie częścią niegdyś zwartej i szerzej rozprzestrzenionej regionalnie pokrywy osadowej, która powstała w granicach wspólnego basenu sedymentacyjnego.

Zbiornik sedymentacyjny kambru górnego platformy prekambryjskiej (prebajkalskiej) północnej Polski i sąsiednich terenów ZSRR (rej. kaliningradzki) tworzył wydłużony element paleogeograficzny, który rozciągał się wzdłuż strefy rozłamów wgłębnych linii Teisseyre'a z północnego zachodu na południowy wschód. W części zachodniej i północno-zachodniej był on połączony ze zbiornikiem geosynkinalnym (miogeosynkinalnym) strefy Koszalina—Chojnic oraz segmentem skandynawskim geosynkliny gram-piańskiej (L. Størmer, 1967), natomiast na południowym zachodzie przechodził w zbiornik miogeosynkliny łysogórskiej Gór Świętokrzyskich (S. Orłowski, 1968a; E. Tomczykowa, 1968). Ku wschodowi basen najwyższego kambru obejmował znaczną część terenów dzisiejszego obniżenia perybałtyckiego, granicząc na północnym wschodzie z lądem fińskim, a na południowym wschodzie z lądem białoruskim. Jako wąski depocentr epikontynentalny był on zatem usytuowany w zewnętrznej, peryferycznej i najbardziej labilnej części sztywnego kratonu wschodnioeuropejskiego o starej, prekambryjskiej (prebajkalskiej) konsolidacji.

W nakreślonych granicach basen epikontynentalny kambru górnego wykazywał charakter otwartego, płytkowodnego i słabo subsydującego akwenu morskiego o wyrównanych warunkach paleobatymetrycznych,

którego obszar alimentacyjny tworzył położony na wschodzie i północnym wschodzie płaski, słabo rozczłonkowany i spenepienizowany, piaszczysty łąd pochylający się łagodnie i równomiernie ku zachodowi. Założenie górnokambryjskiego basenu epikontynentalnego było wynikiem nasilenia z końcem kambru środkowego pionowych ruchów obniżających i generalnego pograżenia w ich rezultacie wąskiej strefy peryferycznej kratonu wschodnioeuropejskiego. Z początkiem doby *Agnostus pisiformis* kambru górnego strefa ta znalazła się w zasięgu szybko postępującej z zachodu lub północnego zachodu transgresji morskiej wychodzącej z brytyjsko-skandynawskiego obszaru geosynklinalnego. W historii rozwoju epikontynentalnego basenu górnokambryjskiego stadium transgresywne trwało po utwory doby *Parabolina spinulosa* i *Orusia lenticularis* włącznie, po czym nastąpiła faza stagnacji i lokalnych splotów.

W pokrywie utworów kambru górnego obniżenia perybałtyckiego wyraźnie manifestuje się istnienie dwu naturalnie wyodrębnionych stref litofacjalnych. Są to: strefa litofacji ilasto-węglanowych na zachodzie oraz strefa litofacji piaszczowcowo-węglanowych na wschodzie. W układzie przestrzennym treść skalna obu tych stref tworzy dwa zwarte i kontrastowo przeciwstawne obszary rozprzestrzenienia, które obocznie zazębiają się wzajemnie (fig. 4).

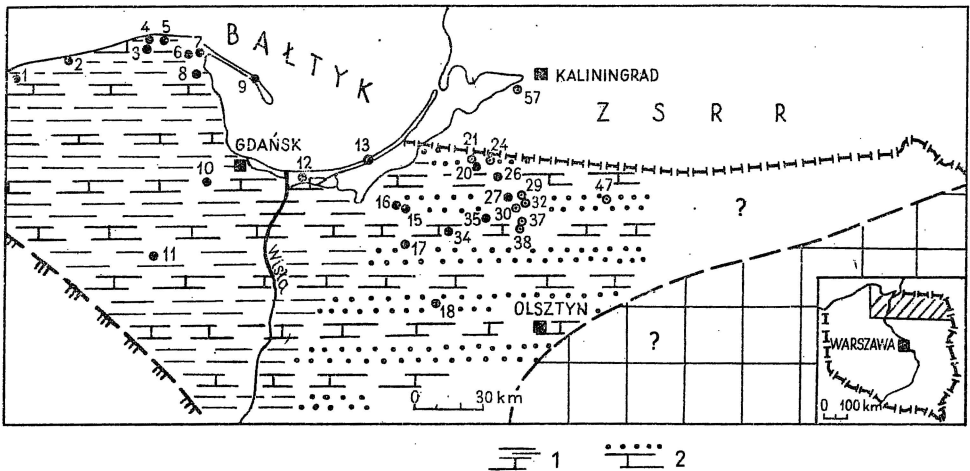


Fig. 4. Mapa litofacjalna utworów kambru górnego obniżenia perybałtyckiego

Lithofacial map of Upper Cambrian deposits of the Peribaltic Depression

1 — litofacja ilasto-węglanowa; 2 — litofacja piaszczowcowo-węglanowa; pozostałe objaśnienia i nazwy otworów wiertniczych jak na fig. 1

1 — sandstone-carbonate lithofacies; other explanations and borehole names as given in Fig. 1

W strefie rozprzestrzenienia utworów litofacji ilasto-węglanowych sytuują się tereny wyniesienia Łeby oraz zachodnia część obecnego obniżenia perybałtyckiego po linię dolnego biegu Wisły na wschodzie. Z paleogeograficznego punktu widzenia obszar dzisiejszego ich występowania odpowiada wewnętrznej, płytkonerytycznej facji górnokambryjskiego basenu

sedymenacyjnego. Zasięg utworów strefy litofacji piaskowcowo-węglanowych jest ograniczony do obszaru wschodniej części dzisiejszego obniżenia perybałtyckiego, który w pierwotnym układzie facjalnym był umiejscowiony w zewnętrznej części facji płytkonerytycznej. Ze względu na erozyjny charakter wschodniej granicy tej strefy stan pierwotnego jej rozprzestrzenienia jest dziś zachowany fragmentarycznie<sup>7</sup>.

W kompleksie utworów kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego wyróżnić można trzy szeroko ujęte zespoły litofacjalne o nieostrych, diachronicznych granicach. Z początkami doby *Agnostus pisiformis* związany jest zespół utworów piaszczystych płytkowodnej strefy morza, których depozycja była wynikiem szybko przemieszczającej się ku wschodowi ingresji morskiej na płaskim, spenepienizowanym, piaszczystym lądzie. W młodszej części doby *Agnostus pisiformis* występują utwory zespołu piaszczysto-węglanowego powstałe w wyniku przesunięcia strefy brzeżnej basenu ku wschodowi i nieznacznego ogólnego pogłębienia. Sukcesywnie wyższą pozycję w profilach zajmuje zespół utworów węglanowych wyrażonych przez wapień piaszczyste i wapień krystaliczne, które tworzą treść skalną doby *Homagnostus obesus* i doby *Parabolina spinulosa* i *Orusia lenticularis*. Ich litogeneza była związana z dalszym rozszerzeniem zasięgu basenu sedymenacyjnego, nieznacznym jego pogłębieniem oraz stopniowym zahamowaniem dopływu materiału klastycznego (kwarc).

W planie paleotektonicznym obniżenia perybałtyckiego stwierdza się istnienie dwu obniżen: kaszubsko-warmińskiego (W. Pożaryski, 1963) i środkowoliteńskiego (R. M. Männil, 1965), które przedziela niewielkie wyniesienie biegnące od okolic Kętrzyna w kierunku Stoniszek (ZSRR). Ich obecność jest zaznaczona ze szczególną wyrazistością w zmienności litofacjalnej i regionalnym rozkładzie miąższości pokrywy utworów węglanowego ordowiku (K. Jaworowski, Z. Modliński, 1968; Z. Modliński, 1975).

Na tle wyróżnionych elementów paleotektonicznych bardzo znamienne rysuje się także dzisiejszy zasięg pokrywy piaskowcowo-węglanowych utworów najwyższego kambru. Jak można sądzić z dotychczasowych danych wiertniczych ich rozprzestrzenienie nie przekracza obecnie strefy zachodniego skłonu paleowyniesienia Kętrzyn — Stoniszki. Taki właśnie a nie inny obecnie zasięg pokrywy utworów kambru górnego staje się zrozumiały jeśli uświadomić sobie, że wschodnia granica ich rozprzestrzenienia jest wynikiem erozji epigenetycznej, która została wzbudzona w wyniku pionowych ruchów tektonicznych dwu faz ordowickich: starszej — pretremadockiej i młodszej — prearenickiej<sup>8</sup>. Ze szczególnym

<sup>7</sup> W obecnym stanie znajomości pokrywy utworów kambru górnego północno-zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej nie stwierdzono dotychczas na tym obszarze osadów, które można by identyfikować z facjami strefy śródmorskich płyżyn, osłoniętej strefy morza lub strefy litoralnej (A. B. Shaw, 1964). O ile nieobecność utworów dwu pierwszych środowisk sedymenacyjnych może mieć charakter pierwotny, o tyle brak utworów strefy litoralnej jest niewątpliwie natury wtórnej i wiąże się z procesami erozji epigenetycznej.

<sup>8</sup> Zarówno terminu faza pretremadocka, jak również prearenicka użyto tu z głębszym zamysłem, aby nie posługiwać się nazewnictwem zaczerpniętym z obszaru kaledońskiego systemu geosynkinalnego Gór Świętokrzyskich, np. faza fałdowa sandomierska (= starokaledońska wg J. Znoski, R. Chlebowskiego, 1976). U podstaw tego dualizmu w nazewnictwie faz fałdowych obszaru orogenicznego i faz diastroficznych terenów platformy tkwi przeświadczenie autora o ich niesynchroniczności w kaledońskim systemie Gór Świętokrzyskich i staropaleozoicznej pokrywie kratonu prekambryjskiego.

nasileniem zaznaczyły się one właśnie w obrębie wspomnianego paleowyniesienia i tym zapewne należy głównie tłumaczyć wtórny brak pokrywy utworów górnokambryjskich na terenach peryferycznych wschodniej części dzisiejszego obniżenia perybałtyckiego.

Z analizy paleotektonicznej kompleksu staropaleozoicznego zachodnich obszarów platformy prekambryjskiej (prebajkalskiej) wynika, że pokrywa utworów kambryjskiego tworzy naturalnie wyodrębnione, samodzielne piętro strukturalne. Zarówno w spągu, jak również w stropie jest ono wyraźnie ograniczone istnieniem powierzchni regionalnych nieciągłości sedymentacyjnych, których powstanie poprzedziły mniej lub bardziej intensywne stadia erozji epigenetycznej. Zaznaczona wyraźnie odrębność układu przestrzennego górnokambryjskiego piętra strukturalnego wyraża się także we właściwym mu rozkładzie miąższości osadów, charakterystycznym planie ich powierzchniowego rozprzestrzenienia oraz przekraczającym ułożeniu tychże na skałach starszego podłoża i transgresywnym ich przykryciu przez utwory tremadoku dolnego (pakerort) bądź też przez utwory dolnego arenigu (latorp). W przekroju regionalnym samodzielność strukturalna kompleksu kambryjskiego manifestuje się nadto istnieniem zarówno w spągu, jak i w stropie nieznacznej, ale powszechnej niezgodności, której wielkość i zasięg są niestałe.

## WNIOSKI

Z przeprowadzonych badań geologicznych utworów kambryjskiego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego wynika co następuje:

1. Zaspół skalny kambryjskiego obniżenia perybałtyckiego spoczywa transgresywnie na nierównej erozyjnie ukształtowanej powierzchni podłoża środkowokambryjskiego, natomiast w stropie przykryty jest niezgodnie przez przekraczająco ułożone, transgresywnie utwory tremadoku dolnego (pakerort) bądź przez glaukonity arenigu dolnego (latorp).

2. Zarówno między kambrem środkowym i górnym, jak również między kambrem górnym i ordowikiem istnieje regionalna luka sedymentacyjna oraz hiatus stratygraficzny, których rozmiary wykazują różnicowany regionalnie zasięg.

3. Na podstawie znalezisk fauny przewodniej w profilu kambryjskiego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego udokumentowano obecność wiekowych ekwiwalentów trzech następujących poziomów biostratygraficznych: poziomu *Agnostus pisiformis*, poziomu *Homagnostus obesus* i poziomu *Parabolina spinulosa*.

4. Co się dotyczy pozycji stratygraficznej pozbawionej dokumentacji paleontologicznej przystropowej partii wapieni, to jest wielce prawdopodobne, że są one wiekowym odpowiednikiem utworów dolnej części sukcesywnie młodszego poziomu trylobitowego Skandynawii, tj. poziomu *Leptoplastus*.

5. Zawarta w utworach kambryjskiego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego dokumentacja faunistyczna umożliwia przeprowadzenie ich jednoznacznej biokorelacji z równowiekowymi utworami obszarów sąsiednich: wyniesienia Łeby (K. Lenzion, 1970; W. Bednarczyk, 1972), zachodniej części obniżenia perybałtyckiego (K. Lenzion, inf. ustna)

i Gór Świętokrzyskich (S. Orłowski, 1968b) w Polsce, okolic Kaliningradu w ZSRR (A. A. Kapłan, O. N. Andrejewa, N. E. Czernyszewa i in., 1973), Danii (V. Poulsen, 1966), Szwecji (A. H. Westergård, 1922) i Norwegii (G. Henningsmoen, 1957, 1958).

6. Zespół skalny kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego w sposób naturalny dzieli się na trzy następujące kompleksy litostratygraficzne: dolny — zlepieńcowo-piaskowcowy, środkowy — piaskowcowo-węglanowy i górny — węglanowy.

7. Ze względu na brak ciągłości między kambrem górnym i środkowym z jednej a kambrem górnym i tremadokiem z drugiej strony, kompleks utworów kambru górnego tworzy odrębny, transgresywny cykl sedymentacyjny, który wchodzi w skład kambryjsko-tremadockiego makrocycłu klastycznego (B. Szymański, 1974).

8. Założenie górnokambryjskiego basenu sedymentacyjnego obniżenia perybałtyckiego spowodowane zostało rozprzestrzenieniem się z zachodu lub północnego zachodu ingresji morskiej, która wypełniła sfornowane na przełomie środkowego i górnego kambru paleoobniżenie podłoża północno-zachodnich terenów platformy wschodnioeuropejskiej.

9. Zasięg horyzontalny pokrywy utworów kambru górnego obniżenia perybałtyckiego ma bezsprzecznie charakter wtórny, który został zderminowany przez dwukrotnie pogłębiające się akty epigenetycznych ścież erozyjnych umiejscowionych na przełomie kambru górnego i tremadoku (faza pretremadocka) oraz tremadoku i arenigu (faza prearenicka).

10. Za rozleglejszym pierwotnie rozprzestrzenieniem utworów kambru górnego w granicach dzisiejszego obniżenia perybałtyckiego przemawiają znaleziska skał górnokambryjskich na złożu wtórnym (Z. Modliński, B. Szymański, 1972; B. Szymański, 1976). Ich obecność zidentyfikowano zarówno w zlepieńcach podstawowych tremadoku dolnego (pakerort), jak również w zlepieńcach arenigu dolnego (latorp).

11. W planie regionalnym pokrywa utworów kambru górnego obniżenia perybałtyckiego manifestuje wyraźne zróżnicowanie składu litologicznego, które umożliwia wyodrębnienie dwu następujących stref litofacjalnych: zewnętrznej — piaskowcowo-węglanowej i wewnętrznej — ilasto-węglanowej (fig. 4).

12. W rozwoju paleotektonicznym zachodnich obszarów wschodnioeuropejskiego kratonu prekambryjskiego okres kambru górnego stanowi stadium, w którym tereny te wykazywały reżim typowo stabilnej platformy o słabej i powolnej subsydencji oraz nieznacznej amplitudzie ruchów wznoszących.

13. Stwierdzenie udokumentowanych paleontologicznie utworów kambru górnego pozwala uznać za niepoprawne dotychczasowe interpretacje chronostratygraficzne kompleksu kambryjskiego obniżenia perybałtyckiego, których autorzy przypisywali wiek górnokambryjski bądź to osadom piaskowcowym przystropowej części kambru środkowego (J. Motyl-Rakowska, K. Schoeneich, 1971; E. T. Bałaszow, L. Knieszner, E. Polepszak, 1972), bądź też wyżej leżącym piaskowcom obolusowym tremadoku (W. A. Korkutis, 1963, 1965, 1968, 1971; E. M. Lutkiewicz, 1968).



## PIŚMIENNICTWO

- BAŁASZOW E. T., KNIESZNER L., POLESZAK E. (1972) — Rozwój tektoniczny starszego paleozoiku w syneklizie perybałtyckiej. *Prz. geol.*, **20**, p. 365—371, nr 8—9. Warszawa.
- BEDNARCZYK W. (1968) — Ordowik rejonu Kętrzyna (NE Polska). *Acta geol. pol.*, **18**, p. 707—744, nr 4. Warszawa.
- BEDNARCZYK W. (1972) — Prekambry i kambry wyniesienia Łeby (NW Polska). *Acta geol. pol.*, **22**, p. 685—709, nr 4. Warszawa.
- BEDNARCZYK W., TURNAU-MORAWSKA M. (1975) — Litostratygrafia osadów kambry i wendy w rejonie Łeby. *Acta geol. pol.*, **25**, p. 537—564, nr 4. Warszawa.
- HENNINGSMOEN G. (1957) — The trilobite family Olenidae. With description of Norwegian material and remarks on the Olenid and Tremadocian series. *Norsk Vid. Akad. I Mat.-Natur. Kl.*, nr 1, Oslo.
- HENNINGSMOEN G. (1958) — The Upper Cambrian Faunas of Norway. *Norsk Geol. Tidssk.*, **38**, p. 179—196, nr 2. Bergen.
- JAWOROWSKI K., MODLIŃSKI Z. (1968) — Dolnosylurskie wapienie gruzłowe w północno-wschodniej Polsce. *Kwart. geol.*, **12**, p. 493—505, nr 3. Warszawa.
- LENDZION K. (1969) — O stratygrafii kambry platformowego w Polsce. *Kwart. geol.*, **13**, p. 501—509, nr 3. Warszawa.
- LENDZION K. (1970) — Eokambry i kambry w otworze Żarnowiec IG-1. *Prz. geol.*, **18**, p. 303—344, nr 7. Warszawa.
- MARTINSSON A. (1974) — The Cambrian of Norden. In: *Lower Palaeozoic Rocks of the World*, **2**, p. 185—283, Ed. C. H. Holland. London—New York—Sydney—Toronto.
- MODLIŃSKI Z. (1967) — Stratygrafia ordowiku w obniżeniu litewskim (polska część syneklizy perybałtyckiej). *Kwart. geol.*, **11**, p. 68—74, nr 1. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1971) — Osady ordowiku na wyniesieniu Łeby. *Kwart. geol.*, **15**, p. 547—553, nr 3. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1973a) — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **72**. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1973b) — Wstępne wyniki badań otworu wiertniczego Kościec-ryzna IG-1. *Kwart. geol.*, **17**, p. 589—590, nr 3. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1975) — Podstawowe zmiany facjalne i miąższościowe ordowiku platformowego północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, **19**, p. 503—512, nr 3. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B. (1972) — Dolny tremadok w rejonie Lidzbarku Warmińskiego. *Kwart. geol.*, **16**, p. 274—288, nr 2. Warszawa.
- MOTYL-RAKOWSKA J., SCHOENEICH K. (1971) — Tektogeneza syneklizy perybałtyckiej. *Prz. geol.*, **19**, p. 456—469, nr 10. Warszawa.
- ORŁOWSKI S. (1968a) — Kambry antykliny Iysogórskiej Gór Świętokrzyskich. *Biul. geol. Wyzd. Geol. UW*, **10**, p. 153—218. Warszawa.
- ORŁOWSKI S. (1968b) — Upper Cambrian fauna of the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.*, **18**, p. 257—285, nr 2. Warszawa.
- POULSEN V. (1966) — Cambro-Silurian stratigraphy of Bornholm. *Medd. Dansk. Geol. Fören.*, **16**, p. 117—137, nr 2. København.
- POŻARYSKI W. (1963) — Jednostki geologiczne Polski. *Prz. geol.*, **11**, p. 4—9, nr 1. Warszawa.
- SHAW A. B. (1964) — Time in stratigraphy. New York — San Francisco — Toronto—London.

- STOLARCZYK J. (1973a) — Dokumentacja wynikowa otworu Krynica Morska 2. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- STOLARCZYK J. (1973b). — Dokumentacja wynikowa otworu Młynary 3. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- STØRMER L. (1967) — Some aspects of the Caledonian geosyncline and foreland west of the Baltic Shield. Quar. Jour. Geol., Soc. of London, **123**, p. 183—214. London.
- SZYMAŃSKI B. (1974) — Tremadok obniżenia perybałtyckiego. Kwart. geol., **18**, p. 223—242, nr 2. Warszawa.
- SZYMAŃSKI B. (1976) — Zarys petrografii kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego. Kwart. geol., **20**, p. 701—717, nr 4. Warszawa.
- TOMCZYKOWA E. (1962) — Ordowik. W: Budowa geologiczna Niżu Polskiego, pod red. W. Pożaryskiego. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- TOMCZYKOWA E. (1968) — Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., **54**. Warszawa.
- TOMCZYKOWA E., TOMCZYK H. (1968) — Ordowik. W: Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia, część 1. Prekambr i Paleozoik, p. 181—236. Warszawa.
- TOMCZYKOWA E., TOMCZYK H. (1973) — Ordowik. W: Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego, z. 9, otw. Pasłek IG-1, p. 76—85. Warszawa.
- WESTERGÅRD A. H. (1922) — Sveriges olenidskiffer. Sver. Geol. Unders., Ser. Ca., nr 18, p. 1—205. Stockholm.
- WESTERGÅRD A. H. (1936) — Paradoxides oelandicus beds of Öland. Sver. Geol. Unders., **30**, nr 1. Stockholm.
- WESTERGÅRD A. H. (1946) — Agnostidea of the Middle Cambrian of Sweden. Sver. Geol. Unders., **40**, nr 1. Stockholm.
- WESTERGÅRD A. H. (1953) — Non-Agnostidean Trilobites of the Middle Cambrian of Sweden. Sver. Geol. Unders., **46**, nr 2. Stockholm.
- ZASADY POLSKIEJ KLASYFIKACJI, TERMINOLOGII I NOMENKLATURY STRATYGRAFICZNEJ (1975) — Instrukcje i metody badań, z. 33. Inst. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1970) — Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. W: Geologia i surowce mineralne Polski, p. 45—70. Warszawa.
- ZNOSKO J., CHLEBOWSKI R. (1976) — Rewizja stratygrafii dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., **46**, p. 135—155, z. 1—2. Kraków.
- КАПЛИАН А. А., АНДРЕЕВА О. Н., ЧЕРНЫШЕВА Н. Е., ГОРЯНСКИЙ В. Ю. (1973) — Первая находка палеонтологически охарактеризованных верхнекембрийских отложений в Южной Прибалтике. Докл. АН СССР, **209**, стр. 1393—1394, № 6. Москва.
- KORKUTIS V. A. (1963) — Некоторые данные о литостратиграфии тискрекской свиты „оболовых” слоев и лээтсэского горизонта и их положении в разрезе кембрия-ордовика в Литовской ССР. Вопр. Геол. Литвы, стр. 373—383. Вильнюс.
- KORKUTIS V. A. (1965) — Новые данные о верхнекембрийских отложениях Южной Прибалтики. Геология и нефтеносность палеозоя Южной Прибалтики. Тр. Инст. Геол., вып. 1, стр. 7—15. Вильнюс.
- KORKUTIS V. A. (1968) — Стратиграфия кембрийских отложений Южной Прибалтики. Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами, стр. 53—66. Вильнюс.
- KORKUTIS V. A. (1971) — Кембрийские отложения Балтийского Бассейна. Вильнюс.
- ЛЮТКЕВИЧ Е. М. (1968) — Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. Москва.

- МЯННИЛЬ Р. М. (1965) — История развития Балтийского Бассейна в ордовике. Автореферат Геол. Инст. АН СССР. Москва—Таллин.
- ОВЧАРЕНКО А. В., УСАНОВ Н. А. (1973) — Нефтепоисковые работы в Калининградской области и перспективы открытия новых месторождений нефти. Геол. Нефти и Газа, № 2, стр. 1—6. Москва.

Бронислав ШИМАНЬСКИ

## ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИБАЛТИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Резюме

На востоке Прибалтийской впадины отложения верхнего кембрия впервые были открыты скважиной Пасленк ИГ-1 (1961), а затем в скважине Ольштын ИГ-2.

В 1969-1973 годах *in situ* породы верхнего кембрия были пробурены поочередно в следующих буровых скважинах: Дембовец Варминьски 2, Дембовец Варминьски 3, Железна Гура 1, Гладыше 2, Хенриково 1, Млынары 1, Млынары 3 и Крыница Морска 2 (фиг. 1).

Породы верхнего кембрия в восточной части Прибалтийской впадины сложены однородными песчано-карбонатными породами, несогласно залегающими на песчано-алевролитовых породах среднего кембрия (фиг. 2). В кровле пачка верхнекембрийских пород перекрыта трансгрессивно залегающими конгломератовыми отложениями нижнего тремадока (паке-рорт), или там где отложения тремадокского яруса были полностью разрушены эрозией, непосредственно над породами верхнего кембрия залегает тонкий пласт глауконитовых конгломератов нижнего аренига (латорп). Как между средним и верхним кембрием, так и между верхним кембрием и ордовиком повсеместно имеется седиментационный и стратиграфический перерыв, размеры которого по площади различны (фиг. 3).

Типичным для верхнего кембрия восточной части Прибалтийской впадины является такое строение, когда в нижней части разреза он представлен олигомикритовыми средне и разномерными известковыми кварцевыми песчаниками, в средней — среднезернистыми известковыми кварцевыми песчаниками с пропластками песчаных известняков, а в верхней — песчаными и кристаллическими известняками (Б. Шиманьски, 1976). Мощность песчано-карбонатных пород верхнего кембрия незначительна и колеблется от 0,7 до 1,1 м.

В песчано-карбонатных породах верхнего кембрия на востоке Прибалтийской впадины, по фауне установлено наличие возрастных эквивалентов следующих трех биостратиграфических горизонтов: горизонта *Agnostus pisiformis*, горизонта *Homagnostus obesus* и горизонта *Parabolina spinulosa* (фиг. 3).

Ввиду того, что между верхним и средним кембрием с одной стороны и верхним кембрием и тремадоком с другой стороны наблюдается перерыв в осадконакоплении, комплекс пород в верхах кембрия представляет собой естественно обособленный, трансгрессивный седиментационный цикл, входящий в состав кембрий-тремадокского макроцикла (Б. Шиманьски, 1974).

В региональном плане вернекембрийский покров Прибалтийской синеклизы четко дифференцирован по своему литологическому составу, что позволяет выделять две лито-фациальные зоны: внешнюю — песчано-карбонатную и внутреннюю — глинисто-карбонатную (фиг. 4).

Фауна, содержащаяся в породах верхнего кембрия в восточной части Прибалтийской впадины, позволяет провести однозначную биокорреляцию с равновозрастными породами соседних территорий: поднятия Лэбы (К. Лендзён, 1970; В. Беднарчик, 1972), западной части Прибалтийской впадины (К. Лендзён, устная информация) и Свентокшиских гор (С. Орловски, 1968 b) в Польше, Окрестностей Калининграда в СССР (А. А. Каплан, О. Н. Андреева, Н. Е. Чернышева и др., 1973), Дании (Ф. Поульсен, 1966), Швеции (А. Г. Ветсгерд, 1922) и Норвегии (Г. Геннингсое, 1957, 1958).

Bronisław SZYMAŃSKI

## UPPER CAMBRIAN OF EASTERN PART OF THE PERIBALTIC DEPRESSION

## Summary

In eastern part of the Peribaltic Depression the Upper Cambrian deposits were found for the first time in the borehole Pasłek IG-1 in 1961 and subsequently in the borehole Olsztyn IG-2. In the years 1969—1973 the Upper Cambrian rocks occurring *in situ* were penetrated by several boreholes: Dębowiec Warmiński 2, Dębowiec Warmiński 3, Żelazna Góra 1, Gładysze 2, Henrykowo 1, Młynary 1, Młynary 3 and Krynica Morska 2 (Fig. 1).

The lithological assemblage of the Upper Cambrian from the eastern part of the Peribaltic Depression comprises monotonous packet of sandstone-carbonate rocks discordantly resting on sandstone-siltstone Middle Cambrian rocks (Fig. 2). The packet of Upper Cambrian rocks is overlain by transgressive conglomeratic deposits of the Lower Tremadocian (Pakerortian) or, when Tremadocian deposits were completely removed by erosion, directly by a thin layer of glauconitic conglomerates of the Lower Arenigian (Latorpian). Sedimentary gaps and stratigraphical breaks are marked between the Middle and Upper Cambrian as well as the Upper Cambrian and Ordovician. The gaps are marked throughout the area but their stratigraphic range appears variable (Fig. 3).

Typically developed Upper Cambrian complex from the eastern part of the Peribaltic Depression consists of oligomictic, medium- or various-grained, calcareous quartz sandstones in the lower part, medium-grained calcareous quartz sandstones with sandy limestone intercalations in the middle and sandy and crystalline limestones in the upper part (B. Szymański, 1976). The sandstone-carbonate Cambrian deposits are thin, 0.7 to 1.1 m thick.

The faunal content of sandstone-carbonate deposits of the Upper Cambrian of the eastern part of the Peribaltic Depression made possible to differentiate time equivalents of three biostratigraphic zones: the *Agnostus pisiformis*, *Homagnostus obesus* and *Parabolina spinulosa* zones (Fig. 3). Because of the lack of continuity between the Middle and Upper Cambrian as well as between the Upper Cambrian and Tremadocian the complex of Upper Cambrian rocks should be treated as a naturally differentiated transgressive sedimentary cycle belonging to the Cambrian-Tremadocian macrocycle (B. Szymański, 1974).

The sedimentary cover of the Upper Cambrian of the Peribaltic Depression displays a marked differentiation in lithological composition throughout the region. The differentiation makes it possible to distinguish two lithofacial zones: external, sandstone-carbonate, and internal, clay-carbonate zones (Fig. 4).

The faunal content of the Upper Cambrian deposits of the eastern part of the Peribaltic Depression makes possible their biocorrelation with contemporaneous strata from neighbouring areas of the Łeba Elevation (K. Lendzion, 1970; W. Bednarczyk, 1972), western part of the Peribaltic Depression (K. Lendzion, oral inf.) and the Góry Świętokrzyskie (S. Orłowski, 1968b) in Poland, the Leningrad area in the USSR (A. A. Kaplan, O. N. Andrejeva, N. E. Tshernysheva et al., 1973), Denmark (V. Poulsen, 1966), Sweden (A. H. Westergård, 1922) and Norway (G. Henningsmoen, 1957, 1958).