

Bronisław SZYMAŃSKI

## Tremadok obniżenia perybałtyckiego

### WSTĘP

W minionym dziesięcioleciu na obszarze obniżenia perybałtyckiego intensywnie prowadzono prospekcję wiertniczą, którą realizowano w ramach programu planowych prac Instytutu Geologicznego oraz Przemysłu Naftowego.

W rezultacie wykonania licznych otworów wiertniczych uzyskano obszerny materiał rdzeniowy, którego studium umożliwiło bardziej wnikliwe poznanie budowy geologicznej regionu i odtworzenie zasadniczych rysów jego rozwoju (J. Motyl-Rakowska, K. Schoeneich, 1971; E. T. Bałaszow *et al.*, 1971, 1972; F. Stolarczyk, S. Tyski, 1972a, b).

Za szczególnie cenne uznać należy materiały dotyczące utworów starszego paleozoiku, głównie kambru i ordowiku. Ich drobiazgowo opracowanie doprowadziło do ujawnienia nie znanych dotychczas na tym obszarze osadów kambru górnego oraz dolnego tremadoku (pakerort).

Częściowe rezultaty studiów nad utworami starszego paleozoiku obniżenia perybałtyckiego przedstawiono we wcześniejszej publikacji, której treścią były wyniki badań dolnego tremadoku rejonu Lidzbarku Warmińskiego (Z. Modliński, B. Szymański, 1972). W toku dalszych prac utwory tremadoku zidentyfikowano również w szeregu profilów sąsiednich obszarów obniżenia perybałtyckiego. Są to profile następujących otworów wiertniczych: Pieszkowo 1, Zareby 2, Głądy 1, Głądy 3, Głądy 4, Sępapol 1, Sępapol 3, Młynary 1, ?Dobre Miasto 1, Dębowiec Warmiński 2, Dębowiec Warmiński 3, Dębowiec Warmiński 4, Żelazna Góra 1 oraz Żelazna Góra 4 (fig. 1).

Stwierdzenie regionalnie rozprzestrzenionej pokrywy osadów dolnego tremadoku (pakerort), wyjaśnienie ich stanowiska w profilu oraz poznanie składu i charakteru litologicznego wydatnie wzbogaciło i ugruntowało dotychczasową znajomość paleogeografii, paleotektoniki i sedymentacji kompleksów staropaleozoicznych obniżenia perybałtyckiego. W rezultacie stało się możliwe sprecyzowanie kierunków, sekwencji i zasięgu transgresji morskich kambru górnego, tremadoku i arenigu, które dały podstawę dla dynamicznej analizy nakładających się na siebie, różnowiekowych basenów sedymentacyjnych. Znajomość nowych faktów umożliwia również rekonstrukcję przebiegu procesu depozycji kompleksu osadów

kambru górnego i tremadoku, wyodrębnienie ich jako dwu cykli sedymentacyjnych oraz stwierdzenie istnienia trzech rozdzielających te cykle, wyraźnych faz erozji epigenetycznej. Z wydatnym rozszerzeniem regionalnej wiedzy geologicznej wiąże się wreszcie możliwość bardziej jednoznacznego datowania etapów formowania paleostruktur pokrywy staropaleozoicznej.

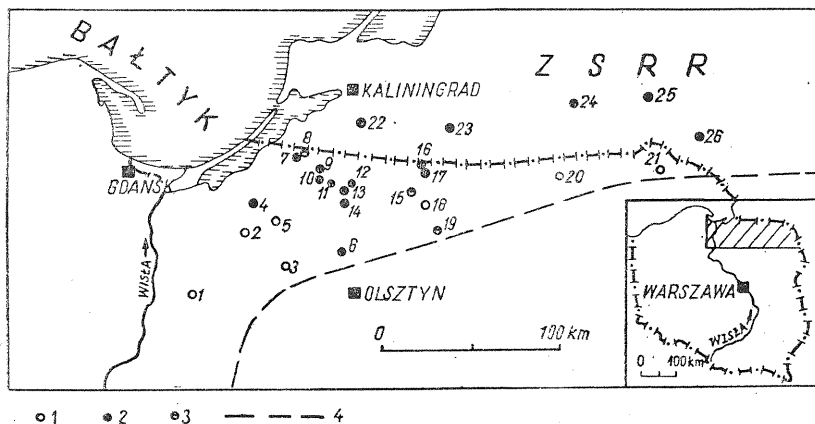


Fig. 1. Szkic sytuacyjny otworów wiertniczych  
Situation sketch of boreholes

1 — otwory wiertnicze; 2 — otwory wiertnicze, w których stwierdzono *in situ* osady tremadoku; 3 — otwory wiertnicze, w których stwierdzono nagromadzenia skał tremadoku na złożu wtórnym; 4 — zasięg osadów ordowiku

Otwory wiertnicze: 1 — Prabuty IG 1; 2 — Pastek IG 1; 3 — Olsztyn IG 2; 4 — Młynary 1; 5 — Gładysze 1; 6 — Dobre Miasto 1; 7 — Żelazna Góra 4; 8 — Żelazna Góra 3; 9 — Dębowiec Warmiński 2; 10 — Dębowiec Warmiński 4; 11 — Dębowiec Warmiński 3; 12 — Gładki 4; 13 — Zaręby 2; 14 — Pieszkowo 1; 15 — Bartoszyce IG 1; 16 — Sępól 3; 17 — Sępól 1; 18 — Kętrzyn IG 1; 19 — Klewno 1; 20 — Gołdap IG 1; 21 — Jezioro Okrągłe 1; 22 — Niwińsk; 23 — Prawdińsk; 24 — Gusiew; 25 — Virbalis; 26 — Kalwaria

1 — boreholes; 2 — boreholes in which Tremadocian deposits have been ascertained *in situ*; 3 — boreholes in which accumulation of redeposited Tremadocian rocks have been encountered; 4 — range of the Ordovician deposits

W artykule przedstawiono litologię i stratygrafię osadów dolnego tremadoku obniżenia perybaltyckiego, omówiono ich skład i charakter petrograficzny, przebieg sedymentacji oraz regionalny układ litofacjalny. W części końcowej podano uwagi dotyczące paleotektoniki i paleogeografii.

Za podstawę niniejszego opracowania posłużyły materiały rdzeniowe z otworów wiertniczych wykonanych przez Zakład Geologii Struktur Wgłębnych Niżu Instytutu Geologicznego oraz Zjednoczenie Górnictwa Naftowego (P.P.N. — Wołomin).

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 szereg informacji oraz udostępnienie próbek rdzeniowych z otworów wiertniczych.

Prof. drowi J. Znosce serdecznie dziękuję za przejrzenie rękopisu, wyrażone uwagi krytyczne oraz dyskusję nad zagadnieniami paleotektoniki starszego paleozoiku.

## STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

W polskiej części obniżenia perybałtyckiego na nierównej, erozyjnie ukształtowanej powierzchni podłoża kambryjskiego leży niezgodnie, nieznacznej miąższości pakiet skał zlepieńcowo-piaskowcowo-ilastych tremadoku dolnego (pakerort). Stanowią one fragment samodzielnego, wyraźnie wyodrębnionego, transgresywnego cyklu sedymentacyjnego, który zamyka długotrwały okres depozycji utworów klastycznych wendo-kambriu. W stropie skały tremadoku powszechnie przykryte są przez transgresywne osady glaukonitowo-piaszczyste arenigu dolnego (latorp).

Zarówno między kambrem i tremadokiem, jak również między tremadokiem i arenigiem istnieje wyraźna regionalna niezgodność sedymentacyjna i znaczna luka stratygraficzna.

Zespół skalny tremadoku dolnego obniżenia perybałtyckiego w sposób naturalny dzieli się na trzy następujące kompleksy litostratygraficzne: dolny — zlepieńcowy, środkowy — piaskowcowy i górny — piaskowcowo-ilasty.

### KOMPLEKS ZLEPIEŃCOWY

W obniżeniu perybałtyckim na nierównej, lokalnie intensywnie zwietrzalej powierzchni utworów kambryjskich, których część przystropowa często bywa wtórnie skrzemionkowana lub zdolomityzowana spoczywa, kontrastowo z nimi granicząc, cienka warstewka zlepieńca podstawowego tremadoku dolnego (pakerort). Granica pomiędzy zlepieńcem a skałami kambriu jest powszechnie wyraźna i ostra, zwykle o nieregularnym, lekko nierównym, falistym zarysie. Sposobem swego ukształtowania wyraża ona brak ciągłości sedymentacyjnej pomiędzy obu kompleksami skalnymi (Z. Modliński, B. Szymański, 1972).

Zlepienieć podstawowy tremadoku tworzy stały, transgresywny poziom litostratygraficzny, który ułożony jest przekraczająco na różnowiekowych ogniwach kambriu; najczęściej środkowego, rzadziej górnego<sup>1</sup>. Zróznicowany wiek podścielających zlepienieć utworów kambriu powoduje, że tworzą one pre-tremadocką powierzchnię poligeniczną.

W układzie regionalnym pomiędzy tremadokiem i kambrem istnieje znaczny hiatus stratygraficzny, który wykazuje niestały, zróznicowany zasięg pionowy. Jest on najczęściej wyrażony zupełnym brakiem kambriu górnego i górnej części kambriu środkowego, natomiast rzadziej — części górnej bądź górnej i środkowej kambriu górnego.

<sup>1</sup> Jakkolwiek na obszarze polskiej części obniżenia perybałtyckiego nie stwierdzono dotychczas występowania utworów tremadoku na kambrze dolnym, to jednakże tego rodzaju układ strukturalny — zwłaszcza w strefach silnego rozwoju dyslokacji pre-tremadockich, a tym samym relatywnie intensywniejszej erozji ich pokrywy kambryjskiej — jest wielce prawdopodobny. Za możliwością istnienia tego rodzaju stosunków strukturalnych przemawia fakt zalegania tremadoku na kambrze dolnym, a nawet prekambrze, który ujawniono w szeregu profilach obszarów sąsiednich (T. Tjernvik, 1956; V Jaanusson, 1973).

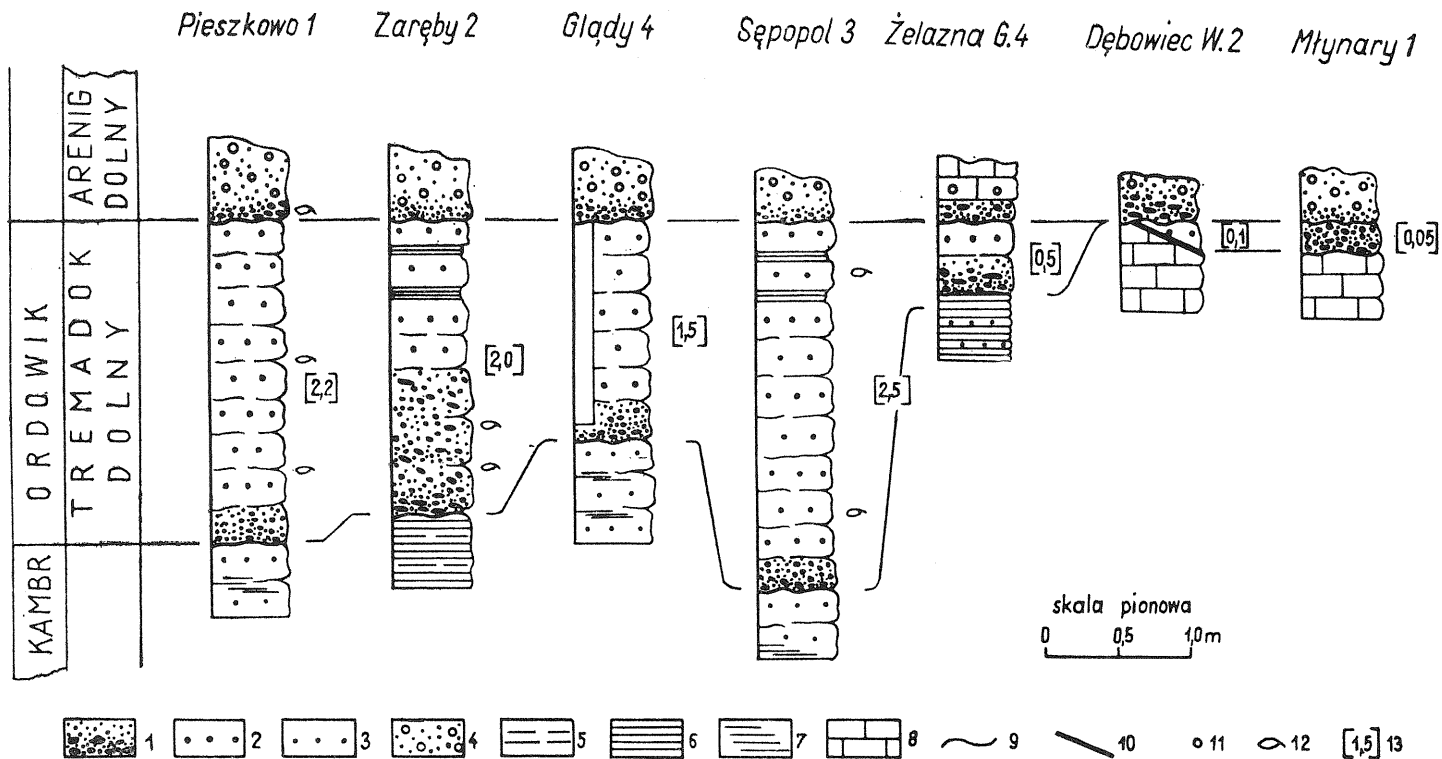


Fig. 2. Zestawienie korelacyjne profilów dolnego tremadoku obniżenia perybaltyckiego

Correlation of the Lower Tremadocian profiles in the Peribaltic depression

1 — zlepienie; 2 — piaskowce średnioziarniste; 3 — piaskowce drobnoziarniste; 4 — glaukonity; 5 — mulowce; 6 — łupki ilaste; 7 — łowce; 8 — wapień; 9 — powierzchnie rozmyć; 10 — uskoki; 11 — glaukonit; 12 — fauna ramienionogów; 13 — miąższość w metrach

1 — conglomerates; 2 — medium-grained sandstones; 3 — fine-grained sandstones; 4 — glauconite; 5 — siltstones; 6 — clay shales; 7 — claystones; 8 — limestones; 9 — washout planes; 10 — faults; 11 — glauconite; 12 — brachiopod fauna; 13 — thickness in metres

Zmienny zasięg pionowy luki stratygraficznej na granicy kambr/tremadok spowodowany został pre-tremadocką fazą pionowych ruchów tektonicznych, które wyraźnie zaznaczyły się na obszarze nadbałtyckim wykazując zróżnicowane natężenie regionalne i lokalne. Z regionalnych studiów porównawczych profilów kambru górnego obniżenia perybałtyckiego wynika, iż pierwotny zasięg stratygraficzny hiatusu na granicy kambr/tremadok był zapewne mniej długotrwały niż stwierdza się to obecnie, ponieważ aktualne jego rozmiary w znacznym stopniu powiększone zostały pre-tremadocką erozją (K. Lendzion, 1970; W. Bednarczyk, 1972).

Skały zlepieńcowe tremadoku dolnego tworzą nieznacznej miąższości, jednolity i słabo zróżnicowany litologicznie kompleks skalny, który zapoczątkowuje depozycję odrębnego, klastycznego cyklu sedymentacyjnego ordowiku.

Warstewka zlepieńca podstawowego tremadoku dolnego wyrażona jest przez zlepieńce różno-, czasem drobnoziarniste, zastąpione niekiedy gruboziarnistym, zlepieńcowym piaskowcem kwarcowym. Skład litologiczny i mineralny skał zlepieńcowych jest słabo zróżnicowany — monotony.

Zlepieńce zbudowane są z otoczków i okruchów skał osadowych, ziarn i okruchów detrytycznego kwarcu, okruchów i konkrecyjnych skupień fosforanów, detrytusu skorupki ramienionogów oraz węglanów, substancji ilastej i skupień zrekrystalizowanej krzemionki. Skład mineralny skały uzupełnia nieliczny muskowit, powszechnie występujący glaukonit oraz strzępy substancji węglistej, następnie wodorotlenki i tlenki żelaza oraz siarczki (piryt, ?markasyt, galena, chalkopiryt, sfaleryt). Sporadycznie skała zawiera nadto nieliczne, drobne ziarna silnie zwierzętych skaleni(?) oraz skupienia epigenetycznego kwarcu.

Zasadniczy składnik litologiczny zlepieńców tworzą nierównomiernie nagromadzone otoczki i okruchy skał pochodzenia osadowego. Są one reprezentowane przez drobno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe, szare i brunatnoszare o spoiwie ilastym i krzemionkowo-ilastym, jasnoszare, zlewne kwarcyty, fosforyty oraz wapienie średnio- i grubokrystaliczne, czasem częściowo organodetrytyczne bądź skrytokrystaliczne, szare i jasnoszare. Sporadycznie wśród materiału okruchowego obecne są także mułowce oraz skały ilaste, głównie typu łożupków i łupków ilastych z muskowitem, ciemnoszare, często laminowane.

Skład i charakter litologiczny materiału okruchowego wskazują, iż w większości pochodzi on z niżej leżącego kompleksu skał kambryjskich, głównie kambru środkowego, natomiast podrzędnie — kambru górnego.

Stopień obtoczenia materiału okruchowego jest zwykle dobry, natomiast jego wysortowanie bywa złe. Średnica otoczków i okruchów jest zmienna, najczęściej waha się od 1 do 3 cm, maksymalnie osiąga 7÷10 cm.

Materiał okruchowy rozmieszczony jest w skale bezładnie i nierównomiernie. Z reguły najobficiej nagromadzony bywa w dolnej — zwłaszcza przyspagowej — części pakietu, gdzie ilość otoczków nierzadko przekracza 30÷40% objętości skały. W części górnej pakietu materiał okruchowy zazwyczaj bywa mniej liczny; często są to pojedyncze otoczki i okruchy, które sporadycznie tworzą nieregularne, wyraźnie wyodrębnione skupienia. Składniki gruboklastyczne skały tkwią w jednolitej, słabo zróżnicowanej, szarej masie wypełniającej, którą tworzy materiał piaszczysty drobno- i średnioziarnisty, rzadziej różnoziarnisty. Jest on rozmieszczony

nierównomiernie, często tworzy nieregularne skupienia i smugi o nierównych i nieostrych granicach.

Spoivo zlepieńców — najczęściej niezbyt obfite — ma powszechnie charakter węglanowy, głównie kalcytowy lub kalcytowo-dolomityczny, niekiedy jest ono węglanowo-ilaste, wyjątkowo ilaste.

Zlepieńce są skałą zwięzłą, najczęściej silnie scementowaną, twardą, czasem porowatą. W określonych partiach wykazują one charakterystyczny gruzelkowy pokrój i wtedy są z reguły silnie wapniste bądź w różnym stopniu dolomityczno-wapniste. Barwa skały jest stała — szara, jasnoszara lub szarobrunatna.

W wykształceniu typowym zlepieńce wykazują brak wyraźnego uwarstwienia. Jedynie sporadycznie — głównie w części przystropowej — zaznacza się ono niewyraźnie, najczęściej jest poziome lub skośne. Zwykle wyraża się ono istnieniem słabo wyodrębnionych, cienkich ławic na przemian bardziej lub mniej wzbogaconych w materiał okruchowy. Granice ławic są nieregularne i nieostre.

W skałach zlepieńcowych dość pospolicie stwierdza się cienkie, nieregularne skośnie ustawione żyłki oraz drobne próżnie, które wypełnia biały lub jasnoszary krystaliczny kalcyt, niekiedy kwarc.

Zlepieńce powszechnie zawierają niezbyt liczną i najczęściej źle zachowaną makrofaunę. Jest ona reprezentowana przez obfity detrytus skorupek i w różnym stopniu zniszczone skorupki ramienionogów. Sporadycznie ich nagromadzenie jest tak znaczne, iż detrytus fauny przepelnia skałę tworząc cienkie, nieregularne ławiczki i smugi organodetrytyczne (muszlowcowe).

W materiale paleontologicznym zlepieńców zidentyfikowano *Obolus apollinis* Eichw. i *Obolus* sp.

Mięszość pakietu zlepieńców jest zmienna i waha się od 0,05 do około 1,0 m, a najczęściej wynosi 0,2÷0,5 m. Względny udział zlepieńców w kompleksie skalnym tremadoku wynosi od 5 do 100%, przeciętnie nie przekracza 10÷25% mięszości.

#### KOMPLEKS PIASKOWCOWY

Na warstewce zlepieńców podstawowych leży zgodnie, nieznacznej mięszości, monotonna wykształcony pakiet oligomiktycznych skał piaskowcowych, które tworzą stały, wyraźnie wyodrębniony poziom litostratygraficzny tremadoku. Granica obu kompleksów skalnych zaznacza się zwykle nieostro i niezbyt wyraźnie. Przejście pomiędzy zlepieńcami a wyżej leżącymi piaskowcami ma powszechnie ciągły sedymentacyjny charakter — jest stopniowe, ale zawsze bardzo szybkie.

Jednolicie wykształcony pakiet skał piaskowcowych wyrażony jest głównie przez piaskowce kwarcowe średnioziarniste, niekiedy w części przyspagowej różnoziarniste. Ich skład mineralny jest monotonna i słabo zróżnicowany. Stopień wysortowania i obtoczenia materiału detrytycznego skał piaskowcowych bywa zwykle dobry.

Piaskowce zbudowane są głównie z ziarn detrytycznego kwarcu, węglanów — kalcytu i dolomitu, minerałów ilastych, fosforanów i glaukonitu. W ilościach podrzędnych skała zawiera wodorotlenki i tlenki żelaza, poryt. fosforanowo-chitynowy detrytus skorupek ramienionogów oraz

drobne ilości muskowitu i zrekrystalizowanej krzemionki. Skład mineralny piaskowców uzupełnia węglista substancja organiczna, która sporadycznie tworzy drobne, nieregularne, strzępiaste skupienia.

Piaskowce na ogół są słabo zwarte, niezbyt twarde, kruche, często w różnym stopniu porowate. Spoiwo piaskowców umiarkowanie obfite, czasem tylko skąpe, rozmieszczone bywa zazwyczaj nierównomiernie. Zwykle ma ono charakter węglanowo-ilasty, partiami ilasty. Zupełnie wyjątkowo piaskowce wykazują silną bitumiczność (otw. Zareby 2, Sępopol 1). Barwa skał piaskowcowych jest monotonna — szarżółta i szarobrunatna, podrzędnie jasno- lub ciemnoszara. W wykształceniu typowym piaskowce są najczęściej niewyraźnie poziomo warstwowane.

W skałach piaskowcowych powszechnie — zwłaszcza w ich części przyspągowej — stwierdza się obecność drobnych, konkretyjnych gruzełków dolomitycznych i dolomityczno-kalcytowych, zwykle jasnoszarych i wyraźnie wyodrębnionych od otaczającego tła. Średnica gruzełków jest zmienna i waha się od 0,5 do 1,5 cm. W skale gruzełki rozmieszczone są bezładnie, często tworzą nieregularne skupienia, w obrębie których są one nierzadko wzajemnie pozrastane i pozazębiane. Skupienia gruzełków nadają określonym partiom piaskowców charakterystyczny, swoisty gruzełkowy pokrój i znaczną zazwyczaj zwieźłość. Ze sposobu rozmieszczenia, morfologii i składu mineralnego gruzełków wynika, że są one pochodzenia wtórnego — epigenetycznego.

W pakiecie piaskowców dość często stwierdza się cienkie żyły i nieregularne spękania, których treść mineralną stanowi głównie drobnokrystaliczny kalcyt, niekiedy kwarc.

Skały piaskowcowe często zawierają faunę i nierzadko obficie nagromadzony detrytus fauny, która jest reprezentowana przez skorupki — najczęściej wentralne — ramienionogów z rodzaju *Obolus*. Stan zachowania skorupki jest zły, są one niekompletne, zwykle pokruszone i zniszczone. Sporadycznie ich nagromadzenie na powierzchniach uławiczenia bywa obfite.

W materiale paleontologicznym piaskowców oznaczono dotychczas: *Obolus apollinis* Eichw., *Obolus* cf. *apollinis* Eichw., *Obolus* sp.

Mięszkość pakietu piaskowców jest niestała i waha się w granicach 0,3÷2,0 m, a najczęściej wynosi około 1,0 m. Udział skał piaskowcowych w kompleksie utworów tremadoku stanowi od 30 do 90% miąższości.

#### KOMPLEKS PIASKOWCOWO-ILASTY

Powyżej kompleksu piaskowców leży zgodnie — bez wyraźnie zaznaczonej granicy — nieznacznej miąższości lokalnie rozwinięty pakiet skał piaskowcowo-ilastych, które tworzą naturalnie wyodrębniony poziom litostratygraficzny tremadoku. Przejście pomiędzy kompleksem piaskowców a skałami piaskowcowo-ilastymi jest stopniowe, ale szybkie.

Jednolicie wykształcony pakiet piaskowcowo-ilasty wyrażony jest przez piaskowce kwarcowe średnioziarniste, ciemnoszare, które nieregularnie przewarstwiają cienkie wkładki i przerosty piaskowców kwarcowych jasnoszarych. Skład mineralny piaskowców jest słabo zróżnicowany, monotony. Są one słabo scementowane, niezbyt zwarte, partiami kruche, porowate i zwykle nieco wapienste. Stopień obtoczenia i wysortowania ich

składników mineralnych bywa dobry. Spoiwo piaskowców jest skąpe, głównie ilaste i ilasto-węglanowe, czasem w określonych partiach węglanowe. Piaskowce wykazują zazwyczaj wyraźne poziome uwarstwienie, najczęściej cienkoławicowe.

Skały piaskowcowe dość gęsto, choć nierównomiernie przewarstwione są przez cienkie, zwykle ostro odgraniczone warstewki i laminy łupku ilastego. Zarys warstewek i lamin ilastych jest regularny; natomiast ich granice — tak w stropie, jak i w spągu — zawsze są wyraźne i płaskie. W skale warstewki i laminy ułożone są najczęściej równolegle poziomo. Grubość warstewek i lamin ilastych jest stała i waha się od 0,5 do 2 cm, wyjątkowo przekracza 2 cm, a przeciętnie wynosi nieco poniżej 1 cm.

W wykształceniu typowym łupki ilaste są skałą o strukturze pelitowej, silnie zdiagenezowaną, zwięzłą, twardą i w różnym stopniu bitumiczną. Ich łupkowatość zaznaczona bywa słabo i niewyraźnie. Są one bezwapniste, odznaczają się charakterystycznym muszlowym przełamem i brunatnoszarą rysą. Skład mineralny łupków jest monotony i słabo zróżnicowany. Skała powszechnie zawiera piryty, znaczną ilość bezładnie rozmieszczonej substancji organicznej oraz fosforany i w podrzędnej ilości drobne ziarna glaukonitu. Sporadycznie w łupkach stwierdza się obecność pojedynczych, dobrze obtoczonych, drobnych ziarn detrytycznego kwarcu. Barwa łupków jest stała — ciemnobrunatna bądź ciemnobrunatnoszara.

W piaskowcach i przewarstwiających je ciemnych łupkach ilastych fauna jest nieliczna i na ogół źle zachowana. Znacznie częściej natomiast w skałach tych stwierdza się detrytus fauny, który w piaskowcach reprezentują drobne okruchy skorupki ramienionogów, a w łupkach ilastych niewielkie strzepy rabdozomów graptolitów<sup>2</sup>.

W materiale faunistycznym piaskowców oznaczono *Obolus* sp. i *Lingulella* sp.

Kompleks piaskowcowo-ilasty zamyka profil utworów klastycznych dolnego tremadoku (pakerortu) obniżenia perybałtyckiego tworząc jego najmłodszy poziom litostratygraficzny.

W stropie pakiet skał piaskowcowo-ilastych przykryty jest niezgodnie przez transgresywnie ułożone, zlepieńcowe piaskowce glaukonitowe dolnego arenigu (latorp), które stanowią podstawowe ogniwo nowego, wyraźnie wyodrębnionego, glaukonitowo-węglanowego cyklu sedymentacyjnego. Powierzchnia kontaktu obu kontrastowo różnych litologicznie kompleksów skalnych jest lekko pofalowana, nierówna; natomiast ich granica — wyraźna i ostra. Sposób ukształtowania powierzchni kontaktu tremadok/arenig wskazuje na jej erozyjny charakter.

W obniżeniu perybałtyckim pomiędzy tremadokiem a arenigiem istnieje rozległa luka sedymentacyjna i znaczny hiatus stratygraficzny, który wyraża się powszechnym brakiem osadów górniego (ceratopyge) oraz najniższych, prawdopodobnie, ogniw dolnego arenigu (latorp).

W ujawnionych profilach dolnego tremadoku obniżenia perybałtyckiego nie stwierdzono dotychczas pakietu łupków dictyonemowych, które rozwinięte są na obszarze regionu nadbałtyckiego w charakterystycznie wykształconej litofacji ciemnych osadów ilastych (A. Loog, E. Kivimägi,

<sup>2</sup> Jednoznaczna ich identyfikacja była możliwa dzięki uprzedniemu rozpuszczeniu skały i wyseparowaniu materiału organicznego.



1968; R. M. Männil, 1966; T. Tjernvik, 1958). Z paleogeografii i rozkładu litofacji basenu bałtyckiego wynika, iż brak pokrywy łupków dictyonemowych w obniżeniu perybałtyckim, jak również na sąsiednich obszarach Litwy (W. A. Korkutis, 1963, 1965, 1968) ma — przynajmniej częściowo — charakter wtórny<sup>3</sup>. Został on spowodowany pre-arenicką ostro erozji, która poprzedziła transgresję dolnoarenickiego glaukonitytu (B. Szymański, 1971).

Miąższość pakietu skał piaskowcowo-ilastych wynosi  $0,5 \div 0,6$  m; natomiast ich udział w kompleksie skalnym tremadoku dolnego nie przekracza  $25 \div 30\%$  miąższości. Sumaryczna miąższość utworów klastycznych dolnego tremadoku jest niestała, waha się od 0,05 do 2,5 m.

### SEDYMENTACJA

W staropaleozoicznym płaszczu pokrywy osadowej obniżenia perybałtyckiego wyraźnie zaznacza się istnienie dwu odrębnych elementów sedymentacyjnych wyższego rzędu: dolnego — klastycznego i górnego — glaukonitowo-węglanowo-marglistego. Są one powszechnie ostro rozgraniczone i rozdzielone rozległą, regionalną luką sedymentacyjną, która sytuuje się na przełomie tremadok/arenig.

Zaznaczona powszechnie dwudzielność pokrywy staropaleozoicznej stanowi wyraz dwu zasadniczych etapów jej formowania, które przebiegały w drastycznie odmiennych warunkach paleogeologicznych. Zostały one spowodowane odmiennością układu paleogeograficznego, zmianami paleoklimatu oraz różnym reżimem paleotektonicznym.

Świadectwem kontrastowo różnych warunków formowania dolnego i górnego megacyklu sedymentacyjnego są różnice w ich charakterze i składzie litologicznym, tempie gromadzenia osadów, towarzyszących im strukturach sedymentacyjnych oraz miąższościach i planach ich regionalnego rozkładu.

W dolnym — klastycznym — kompleksie pokrywy osadowej wyróżnić można co najmniej pięć odrębnych cykli sedymentacyjnych, z których bliżej rozpoznano dotychczas trzy młodsze, tj. cykl środkowokambryjski, cykl górnokambryjski i cykl tremadocki<sup>4</sup>.

Zespoły skalne wyodrębnionych cykli sedymentacyjnych odpowiadają długim etapom depozycji osadów, a początek każdego z nich poprzedza przerwa w sedymentacji, mniej lub bardziej długotrwały okres erozji i zamykający je epizod transgresji morskiej.

W wykształceniu kompletnym każdy z wyróżnionych cykli wykazuje mniej lub bardziej drastycznie wyrażoną trój- bądź czwórdzielność,

<sup>3</sup> Jak wiadomo, brak łupków dictyonemowych można by tłumaczyć również ich lateralnym zastąpieniem przez skały litofacji piaskowcowej bądź piaskowcowo-ilastej (piaskowce obolusowe, piaskowce obolusowe z przewarstwieniami łupków dictyonemowych). Jednak tego rodzaju ewentualność może dotyczyć tylko niektórych obszarów obniżenia perybałtyckiego, głównie jego części północno-zachodniej.

<sup>4</sup> Ze względu na sekwencję kompleksów piaskowcowych w profilach kambru środkowego można podejrzewać, że są w nim prawdopodobnie reprezentowane dwa, a nawet nie wykluczone że trzy odrębne cykle sedymentacyjne (F. Stolarczyk, S. Tyski, 1972a). Jednakże obecny, fragmentaryczny stan znajomości utworów kambru środkowego obniżenia perybałtyckiego czyni niemożliwym jednoznaczne rozstrzygnięcie tej kwestii.

która przejawia się następującą sekwencją typów skalnych: zlepieńce, piaskowce-iłowce, iłowce i (lub) wapienie. Jest to typowa, pierwotna i pełna sekwencja litologiczna cyklu, która w rezultacie wielokrotnego wznawiania procesów erozyjnych na ich pograniczu zachowana była rzadko. Zwykle cykle są niepełne, najczęściej brak w nich górnych, przystropowych członów litologicznych, ilastych bądź węglanowych, a nierzadko także piaskowcowo-ilastych. Zniszczenie tych członów spowodowało, że cykle są obecnie reprezentowane głównie przez swe dolne pierwotnie partie, tj. człony zlepieńcowy i piaskowcowy.

Stopień zniszczenia kompleksów skalnych poszczególnych cykli jest nierównomierny, najbardziej intensywnemu procesowi erozji — uwzględniając przypuszczalne miąższości pierwotne — uległ cykl górnokambryjski i tremadocki. Znacznie natomiast mniejszy stopień zniszczenia wykazuje zazwyczaj kompleks skalny cyklu środkowokambryjskiego.

Zaznaczoną powszechnie cykliczność rozwoju utworów kambru-tremadoku obniżenia perybałtyckiego warunkowała dużego zasięgu regionalna ruchliwość pionowa prekambryjskiego fundamentu krystalicznego. Związane są z nią kolejno powtarzające się tendencje wznoszące i obniżające, których nasilenie przypada na rubieży: kambr środkowy/kambr górny, kambr górny/tremadok i tremadok/arenig. W typowej sekwencji powodowały one: w fazie ruchu pozytywnego (wznoszenia) — regresję i rozwój procesów denudacyjnych, a następnie w fazie ruchu negatywnego (obniżenia) — transgresję i wznowienie mniej lub bardziej intensywnej sedymentacji.

Zróznicowane natężenie ruchliwości podłoża wyraziło się nierównomierną intensywnością sedymentacji poszczególnych cykli, których rozwój wykazuje wyraźnie zaznaczoną tendencję wygasającą (recesywną). Jednoznacznie świadczy o tym porównawcza analiza miąższościowa, której rezultaty wskazują, że poza ogniwem bazalnym — zlepieńcowym — każdego z cykli pozostałe ich człony litologiczne — poczynając od kambru środkowego po tremadok — są sukcesywnie coraz bardziej skomprimowane miąższościowo.

#### CYKL GÓRNOKAMBRYJSKI

Zespół skalny cyklu górnokambryjskiego wykazuje powszechnie układ trójdzielny. Cykl wyrażony jest przez trzy następujące człony litologiczne: człon podstawowy — zlepieńcowy, człon średni — piaskowcowy i człon górny — węglanowo-ilasty. Człony litologiczne cyklu rozwinięte są nierównomiernie. Zwykle ich układ w profilu jest asymetryczny.

Cykl ma słabo rozbudowany człon podstawowy i średni, które wyrażone są przez cieką warstewkę transgresywnego zlepieńca bazalnego miąższości kilkunastu centymetrów oraz cieką warstewkę piaskowca kwarcowego, średnio- i różnoziarnistego, zazwyczaj w różnym stopniu wapnistego. Część zasadniczą cyklu — najlepiej rozwiniętą — tworzy człon górny, który jest reprezentowany przez pakiet wapieni średnio- i drobno-krystalicznych, partiami organodetrytycznych, szarych, przewarstwionych ciemnymi iłowcami. Człon węglanowo-ilasty zamyka stadium depozycji cyklu górnokambryjskiego, którą przerwało wynuzenie i rozwój procesów

erozyjnych (faza pre-tremadocka). Skład litologiczny cyklu jest słabo zróżnicowany, monotony. Cykl górnokambryjski ma powszechnie charakter transgresywny.

### CYKL TREMADOCKI

Zespół skalny cyklu tremadockiego wyrażony jest wyłącznie utworami typu klastycznego. Jego człony litologiczne rozwinięte są nierównomier- nie. Zwykle zaznacza się to słabym rozwojem członu podstawowego i roz- budowaniem członu średniego — piaskowcowego. Jest to cykl niekom-

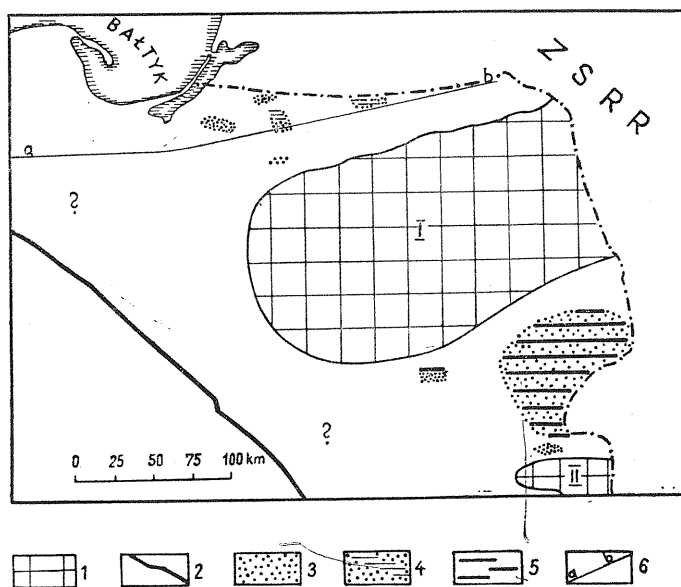


Fig. 3. Mapa rozprzestrzenienia utworów dolnego tremadoku w północno-wschodniej Polsce

Map of the Lower Tremadocian formations in the north-eastern area of Poland

1 — obszary pozbawione pokrywy utworów starszego paleozoiku; I — wyniesienie mazursko-suwałskie, II — wyniesienie łukowsko-wisznickie; 2 — strefa wglębnej rozłamu tektonicznego; 3 — litofacja piaskowcowa; 4 — litofacja piaskowcowo-łłasta; 5 — litofacja łłasta; 6 — linia przekroju (część wschodnia)

1 — areas deprived of Older Palaeozoic cover; I — Mazury-Suwałki elevation, II — Łuków-Wisznice elevation; 2 — zone of deep tectonic fracture; 3 — sandstone lithofacies; 4 — sandstone-clay lithofacies; 5 — clay lithofacies; 6 — cross-section line (eastern part)

pletny; nie stwierdzono w nim dotychczas *in situ* skał najwyższego — łłastego — członu litologicznego. Skład i charakter litologiczny cyklu jest słabo zróżnicowany, monotony. Cykl tremadocki ma powszechnie układ trójdzielny.

Człon podstawowy cyklu wyrażony jest przez nieznacznej, ale zmiennej miąższości transgresywną warstewkę zlepieńca bazalnego, natomiast człon średni — przez piaskowce kwarcowe średnioziarniste. Człon górny cyklu reprezentuje nieznacznej miąższości pakiet skał piaskowcowo-ilas-tych. Zamyka on stadium depozycji cyklu tremadockiego, którą przerwało kolejne wynuzenie i rozwój procesów erozyjnych (faza pre-arenicka).

Cykl tremadocki wykazuje powszechnie charakter transgresywny i stanowi końcowe — finalne — ogniwo klastycznego megacyklu sedymentacyjnego starszego paleozoiku, którego etap górnokambryjsko-tremadocki nosi wyraźne znamiona stadium recesywnego. W obecnym stanie znajomości rozwoju kompleksu staropaleozoicznego początek tego stadium wiązać należy z przełomem kambr dolny/kambr środkowy, kiedy to zapoczątkowane zostało wyraźne ożywienie procesów wypiętrzających podłoże platformy prekambryjskiej (K. Lenzion, 1969; E. T. Bałaszow et al., 1972; F. Stolarczyk, S. Tyski, 1972a).

#### CYKL ARENICKI

Cykl arenicki zapoczątkowuje stadium depozycji nowego megacyklu sedymentacyjnego, który wyrażony jest przez kompleks skał glaukonitowo-węglanowo-marglistych (Z. Modliński, 1966, 1967; W. Bednarczyk, 1968; Z. Modliński, J. Pokorski, 1969).

Zespół skalny cyklu arenickiego wykazuje naturalną dwudzielność. Część dolna cyklu reprezentowana jest przez cienką, różnorodnie wykształconą warstewkę glaukonitytu bądź zlepieńców glaukonitowo-piaszczystych, natomiast górna ma wyłącznie charakter węglanowy. Człony litologiczne cyklu rozwinięte są nierównomiernie z wyraźną zazwyczaj dominantą serii węglanowej. Skład i charakter utworów glaukonitowo-węglanowych jest słabo zróżnicowany. Cykl arenicki ma charakter transgresywny.

#### ZARYS PALEOGEOGRAFII

Zespół skalny dolnego tremadoku obniżenia perybałtyckiego uformowany został w rozległym basenie sedymentacyjnym, którego zasięg znacznie przekraczał aktualne rozprzestrzenienie utworów tremadockich. Z ich składu litofacjalnego, cech sedymentologicznych oraz zespołów fauny wynika, iż był to płytkowodny, otwarty zbiornik morski o typowo epikontynentalnym charakterze i powolnej, słabo zróżnicowanej subsydencji.

Zbiornik epikontynentalny tremadoku zajmował rozległe tereny położone pomiędzy łądem fińskim na północy i łądem masywu panońskiego na południu. Ku wschodowi sięgał on po znacznych rozmiarów kontynent sarmacki, który tworzył łąd tarczy ukraińskiej i łączący się z nim na północnym-wschodzie łąd białoruski. W części zachodniej zbiornik epikontynentalny ograniczony był strefą rozłamów wglębnych — tzw. linią Teisseyre'a, wzdłuż której stykał się ze strefą brzezną geosynkliny kaledonńskiej (L. Størmer, 1967; J. Znosko, 1969; S. Marek, J. Znosko, 1972).

W sprecyzowanych granicach zbiornik epikontynentalny tremadoku sytuuje się w obrębie sztywnej, słabo labilnej platformy wschodnioeuropejskiej o starej, prekambryjskiej konsolidacji, zajmując jej część zachodnią i centralną.

Z platformowym reżimem terenów depozycji tremadockiej wiąże się ich słaba aktywność paleotektoniczna, której głównym przejawem były powolne i długowieczne ruchy pionowe wyrażone w formie łagodnych ugięć bądź wygięć. Z reguły zaznaczały się one na znacznych obszarach, a dodatnia lub ujemna ich amplituda posiadała najczęściej niewielką w stosunku do promienia wartość. Ze względu na szerokokopromienny układ oraz genezę były to zatem ruchy pochodzenia epejrogenicznego.

Jeśli analizować efekty tremadockich ruchów pionowych, to okazuje się, że są one zasadniczym czynnikiem, który spowodował zróżnicowanie charakteru i tempa sedymentacji. Zupełnie wyraźnie ujawnia się to w zróżnicowaniu litofacjalnym i miąższościowym oraz w istnieniu regionalnych luk sedymentacyjnych i luk stratygraficznych. Z paleotektoniczną aktywnością podłoża wiąże się także specyficzny sposób wykształcenia niektórych serii skalnych, czego przykładem może być szeroko rozprzestrzeniony pakiet ciemnych, laminowanych łupków dictyonemowych oraz kompleks piaskowców obolusowych z rytmicznie powtarzającymi się cienkimi przewarstwieniami tychże ciemnych łupków ilastych.

Z szczególną intensywnością ruchy epejrogeniczne zaznaczyły się w dwu okresach, tj. na granicy kambr/tremadok oraz pomiędzy tremadokiem i arenikiem. W pierwszym etapie obu faz ruchy pionowe wyraziły się przewagą tendencji wypiętrzających, co doprowadziło do regresji morza górnokambryjskiego, a następnie górnótremadockiego oraz rozwoju na wydzwigniętych obszarach lądowych procesów denudacyjnych. Zasadniczym efektem drugiego etapu — głównie o charakterze pograżającym — było wyraźne, generalne obniżenie zachodniej i centralnej części platformy, które spowodowało powszechną transgresję z początkiem tremadoku, a następnie arenigu.

Zarówno zalew morza tremadockiego, jak i arenickiego pokrył nierówne, erozyjnie ukształtowane powierzchnie poligeniczne: pierwszy — pre-tremadocką zbudowaną z różnowiekowych utworów kambru; drugi — pre-arenicką utworzoną przez utwory tremadoku i różnych ogniw kambru, a lokalnie także wendu i młodszego prekambriu. Skład stratygraficzny obu powierzchni poligenicznych wskazuje, iż powstały one w dwu odrębnych fazach wypiętrzenia i wzbudzonej przez nie, zróżnicowanej pod względem natężenia denudacji.

Dla rozwoju zjawisk geologicznych kambro-ordowiku pierwszoplanowe znaczenie posiada faza pre-arenicka, która spowodowała wyraźną przebudowę układu paleostrukturnego, szereg zmian w paleogeografii, paleoklimacie oraz rozkładzie litofacji. Zespół przeobrażeń szczególnie drastycznie wyraził się także zmianą przebiegu zjawisk depozycyjnych. Zasadniczą ich konsekwencją był rozwój nowego megacyklu sedymentacyjnego typu glaukonitowo-węglanowo-marglistego, wykazującego kontrastowo różny charakter od piaszczysto-ilastego megacyklu kambru-tremadoku.

Zdecydowanie mniej liczne i głębokie zmiany spowodowała faza pre-tremadocka, której efekty ograniczają się do erozji — zresztą nie tak intensywnej — starszych utworów podłoża, drugoplanowych korekt układu strukturalnego oraz powszechnego osłabienia tempa depozycji przy zachowaniu jednak dotychczasowego, klastycznego jej charakteru.

Zalewy morskie tremadoku i arenigu rozprzestrzeniały się z zachodu ku wschodowi, tj. akwenem alimentacyjnym ich wód był — podobnie jak w kambrze górnym — zbiornik geosynkliny kaledońskiej. Jako zasadniczy czynnik umożliwiający zalanie obu transgresjami znacznych obszarów platformy — w tym także terenów obniżenia perybałtyckiego<sup>5</sup> — uznać należy aktywność stref wglębnych rozłamów, które ograniczają na zachodzie kraton prekambryjski, i które z początkiem tremadoku, a następnie arenigu spowodowały generalne i wyraźne jego pograżenie.

Jakkolwiek istnieją uzasadnione przesłanki aby sądzić, że intensywność ruchów obniżających arenigu była znaczniejsza niż tremadoku, to jednak zasięg obu wzbudzonych nimi transgresji jest identyczny. Zupełnie dobrze pokrywa się on także z planem starszych transgresji kambryjskich, głównie kambru górnego, a w pewnym stopniu i kambru środkowego. Jest to konsekwencja odnowienia starego, wendyjsko-kambryjskiego układu paleogeograficznego, który wyraźnie akcentuje się odziedziczonym rozwojem epikontynentalnych basenów sedimentacyjnych tremadoku i arenigu.

Za główne drogi transgresji wczesnoordowickich posłużyły dwie równoleżnikowo biegnące strefy obniżeń: północna — nadbałtycko-moskiewska i południowa — podlasko-wołyńska. Założenia obu tych stref są przypuszczalnie prekambryjskie. Z ich istnieniem wiąże się charakterystyczna dwudzielność zbiornika epikontynentalnego, który wykazuje wyraźne rozczłonkowanie na odnogę północną — bardziej rozległą i sięgającą daleko ku wschodowi po tereny syneklizy moskiewskiej oraz odnogę południową — znacznie mniejszą, płytszą i ograniczoną jedynie do obszaru południowo-zachodniej części platformy. Zróżnicowanie północnej i południowej partii zbiornika wyraziło się różną intensywnością ich subsydencji, niejednakowym zasięgiem luk stratygraficznych oraz drugorzędnymi odmiernościami charakteru lito- i biofacjalnego niektórych poziomów.

Zasadnicze elementy paleogeografii zbiornika epikontynentalnego tremadoku ukształtowane zostały głównie w początkowych, transgresywnych stadiach jego rozwoju. W okresach późniejszych pozostały one w ogólnych zarysach nie zmienione bądź uległy jedynie nieznacznym, drugorzędnym korektom, które najczęściej polegały na konsekwentnym procesie rozrastania się obszarów lądowych i tym samym kurczeniu rozmiarów basenu sedimentacyjnego. Do tego rodzaju długowiecznych, stabilnych elementów paleogeograficznych tremadoku należą: ląd fiński na północnym wschodzie, ląd białoruski i ląd ukraiński na wschodzie oraz głębokowodny basen geosynkliny kaledońskiej przylegający do zachodniego skłonu platformy prekambryjskiej. Jako elementy ramowe zbiornika epikontynentalnego zdeterminowały one główne rysy jego paleobatymetrii, zasięg i rozkład stref litofacjalnych, a także ich skład jakościowy i ilościowy.

Z wydzwigniętą barierą lądu na wschodzie wiąże się przypuszczalne istnienie strefy litofacji przybrzeżnych — płytkowodnych, które wyrażone były głównie nieznaczej miąższości utworami piaszczystymi bądź zlepień-

<sup>5</sup> Termin „obniżenie perybałtyckie” użyto wyłącznie w sensie określenia regionalnego w aktualnym układzie tektonicznym. Z paleogeograficznego punktu widzenia jest ono niepoprawne, ponieważ na przestrzeni ordowickiego etapu historii geologicznej był to obszar, którego układ strukturalny nie posiadał cech jednostki obniżonej, ani też relatywnie intensywniej obniżającej się.

cowo-piaszczystymi. Zapewne strefa ta nie wykazywała zbyt rozległego rozprzestrzenienia z uwagi na silny stopień penepłenizacji graniczących z nią obszarów lądowych. Z ogólnego układu paleogeografii tremadoku wynika, że litofacje przybrzeżne rozmieszczone były poza obszarem dzisiejszego obniżenia perybałtyckiego. Ze względu na ich usytuowanie w zewnętrznej części basenu, najbardziej podatnej na erozję epigenetyczną, uległy one na ogół późniejszemu zniszczeniu.

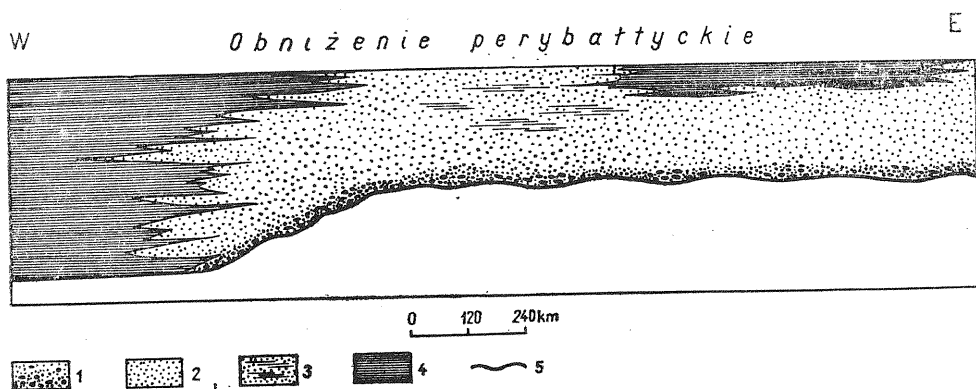


Fig. 4. Schematyczny przekrój paleogeograficzno-litofacjalny dolnego tremadoku zachodnich obszarów platformy prekambryjskiej (rekonstrukcja)

Diagrammatic palaeogeographic-lithofacial cross section of the Lower Tremadocian deposits in the western area of the Precambrian platform (reconstruction)

- 1 — litofacja zlepieńcowa; 2 — litofacja piaskowcowa; 3 — litofacja piaskowcowo-ilasta;  
 4 — litofacja ilasta; 5 — powierzchnia rozmycia  
 1 — conglomerate lithofacies; 2 — sandstone lithofacies; 3 — sandstone-clay lithofacies;  
 4 — clay lithofacies; 5 — washout plane

Część wewnętrzna zbiornika epikontynentalnego, tj. przylegająca do basenu geosynkliny kaledońskiej posiadała charakter zdecydowanie bardziej głębokowodny. Zasadniczym typem litofacjalnym były tu ciemne osady ilaste biofacji graptolitowej (typ skański). W ich zasięgu pozostawała przypuszczalnie zachodnia, peryferyjna część obecnego obniżenia perybałtyckiego. Ze względu na znaczną intensywność wypiętrzających ruchów pre-arenickich brzeżnej strefy platformy prekambryjskiej jej pokrywa utworów ilastych tremadoku została w znacznym stopniu zerodowana i tym zapewne należy tłumaczyć powszechny ich brak w ujawnionych dotychczas, nielicznych profilach otworów wiertniczych zachodniej części obniżenia perybałtyckiego.

Strefy litofacji przybrzeżnych — piaszczystych — na wschodzie i głębokowodnych — ilastych — na zachodzie rozdzielała rozległa pośrednia część zbiornika, będąca zasadniczym obszarem typowo epikontynentalnej sedimentacji. W wykształceniu typowym wyraziła się ona powszechnym rozwojem litofacji piaszczystych, piaszczysto-ilastych i na koniec ilastych. Zarówno ich skład litologiczny, jak i charakter sedimentologiczny wskazują na niegłębokie, początkowo niespokojne, a później wyrównane i stagnacyjne warunki depozycji materiału. W pośredniej części zbiornika

epikontynentalnego tremadoku usytuowała się wschodnia i środkowa partia obecnego obniżenia perybałtyckiego.

Z różnym stanowiskiem stref zbiornika epikontynentalnego — zwłaszcza strefy wewnętrznej i pośredniej — związana była różna przypuszczalnie intensywność ich subsydencji. Jak można domniemać, subsydencja strefy wewnętrznej wyrażona była równomiernym i intensywnym pogażaniem, częstokroć nie kompensowanym przez sedymentację. Za typową dla strefy pośredniej natomiast przyjęć należy subsydencję niestabilizowaną, początkowo żywszą, następnie powolną, a nawet okresami zanikającą.

Jeśli prześledzić główne rysy zrekonstruowanego układu przestrzennego stref zbiornika epikontynentalnego, to nieodparcie nasuwa się wniosek, że wykazują one ogólną zgodność z przebiegiem zachodniej granicy platformy prekambryjskiej ograniczonej strefą wgłębnym rozłamów. Szczególnie wyraziście zbieżność ta zaznacza się w skośnym przebiegu z NNW na SSE strefy wewnętrznej i centralnej basenu platformowego, a także w podobnym kierunku rozciągłości ich głównych jednostek litofacjalnych. Zapewne podobny kierunek cechował pierwotny plan regionalnych rozkładów miąższości osadów platformowego tremadoku.

W obecnym planie powierzchniowego rozprzestrzenienia utworów tremadoku zasięg ich ogranicza się wyłącznie do centralnej części obniżenia perybałtyckiego, gdzie tworzą one szereg niewielkich, izolowanych i nieregularnie rozmieszczonych płatów. Część wschodnia i zachodnia obniżenia pozbawiona jest aktualnie pokrywy osadów tremadoku, które zostały tu usunięte powszechnie i prawie w całości; na różnych ogniwach kambriu — na wschodzie środkowego, a na zachodzie środkowego bądź karnego — spoczywa wprost kompleks skalny arenigu (Z. Modliński, 1967; F. Stolarczyk, S. Tyski, 1972b).

Stanowisko strukturalne zachowanych strzępów pierwotnie ciągłej i bardziej kompletnej stratygraficznie pokrywy osadów tremadoku zdeterminowane zostało przez pre-arenickie ruchy tektoniczne i towarzyszące im procesy erozji. Spowodowały one rozczłonkowanie pokrywy tremadociekiej wraz z podłożem na poszczególne bloki, które wskutek niejednorodności pozycji paleostrukturalnej poddane były z różną intensywnością niszczącym procesom gradacji. W ich wyniku utwory tremadoku uległy znacznemu powszechnie zniszczeniu i zachowały się jedynie fragmentarycznie, głównie w obniżonych tektonicznie partiach podłoża kambryjskiego.

W tym stanie rzeczy, ustalony w fazie pre-arenickiej erozyjny plan powierzchniowego rozprzestrzenienia utworów tremadoku stanowi odwzorowanie istniejących w tym czasie negatywnych i pozytywnych elementów paleostrukturalnych. Zazwyczaj są to formy typu blokowego o skomplikowanej budowie wewnętrznej i wyraźnie zarysowanych zrębowych założeniach (E. T. Bałaszow et al., 1972; F. Stolarczyk, S. Tyski, 1972a, b). W przestrzennym rozmieszczeniu wykazują one charakterystyczny mozaikowy układ z dominantą kierunku południkowego.

W procesie formowania paleostruktur pre-arenickich wykorzystane zostały stare, prekambryjskie założenia tektoniczne, których odnowienie nastąpiło na przełomie tremadoku i arenigu; był to kolejny — wyraźnie wyodrębniony — etap tektoniczno-rozłamowej aktywizacji fundamentu krystalicznego. Jego rezultatem jest system dyslokacji dyzjunktywnych



tnących skały podłoża krystalicznego i utwory staropaleozoicznej pokrywy osadowej po tremadok włącznie (otw. Dębowiec Warmiński 2).

Spośród pre-arenickich elementów paleostrukturnalnych, te które zachowały strzępy pokrywy tremadockiej, manifestują się dziś jako bloki w tym czasie relatywnie intensywniej obniżające się bądź relatywnie bardziej obniżone. Za przykłady tego rodzaju paleostruktur negatywnych służyć mogą zrębowo obniżone bloki strefy Pieszkowa — Zaręb, Młynar, Żelaznej Góry i Sępola.

Z analizy kompleksu staropaleozoicznego wynika, że pokrywa utworów tremadoku tworzy samodzielne, drastycznie odgraniczone w stropie i spągu piętro strukturalne z charakterystycznym wyłącznie dla niego układem przestrzennym. Zarysowana wyraźnie odrębność tego piętra szczególnie dobitnie wyraża się w swoistym rozkładzie miąższości jego osadów, charakterystycznym planie powierzchniowego ich rozprzestrzenienia oraz przekraczającym ułożeniu tychże na skałach starszego podłoża i takimż przykryciu ich przez utwory dolnego arenigu. W planie regionalnym samodzielność strukturalna kompleksu tremadockiego manifestuje się nadto istnieniem tak w stropie, jak i w spągu niewielkiej, ale powszechnej niezgodności, której wielkości i zasięgu są na ogół niestałe.

Rozmiary niezgodności układu strukturalnego kambru/ordowiku obniżenia perybałtyckiego są tym większe, im starsze osady występują w spągu tremadoku lub arenigu. W głównej mierze dzieje się tak dlatego, że w bezpośrednim kontakcie, np. arenigu ze starszymi ogniwami kambru środkowego, zawarte są efekty deformacji paleotektonicznych nie tylko fazy pre-arenickiej z pogranicza tremadoku/arenigu, ale i kilku faz starszych, tj. fazy pre-tremadockiej pomiędzy tremadokiem dolnym i kambrem górnym oraz fazy pre-górnokambryjskiej pomiędzy kambrem górnym a kambrem środkowym. W aktualnym stanie znajomości kompleksu staropaleozoicznego, rozłożenie odpowiedzialności za rzeczywiste, pierwotne rozmiary przebudowy układu strukturalnego na poszczególne fazy jest rzeczą trudną i wymaga dalszych, drobiazgowych studiów regionalnych. Już jednak obecnie można wyrazić przypuszczenie, że niezgodność układu strukturalnego na ścisłym kontakcie kambru z ordowikiem, tj. pomiędzy tremadokiem a kambrem górnym będzie zapewne mniejsza niż pomiędzy arenigiem a tremadokiem z jednej, a kambrem górnym i kambrem środkowym z drugiej strony.

## PODSUMOWANIE

Z przeprowadzonych badań geologicznych utworów tremadoku dolnego (pakerort) polskiej części obniżenia perybałtyckiego wynika co następuje:

1. Zespół skalny tremadoku dolnego (pakerort) obniżenia perybałtyckiego spoczywa transgresywnie i przekraczającą na nierównej, erozyjnie ukształtowanej powierzchni podłoża kambryjskiego.

2. Pomiedzy tremadokiem i kambrem istnieje wyraźna niezgodność wyrażona powszechną, regionalną przerwą sedymentacyjną i znacznym hiatusem stratygraficznym.

3. W stropie kompleksu tremadoku dolnego (pakerort) przykryty jest niezgodnie przez przekraczającą ułożone, transgresywne utwory glaukonity arenigu dolnego (latorp).

4. Pomiedzy tremadokiem a arenigem istnieje regionalna luka sedymentacyjna oraz hiatus stratygraficzny, który wyraża się powszechnym brakiem utworów tremadoku górnego (*ceratopyge*) oraz najniższych przypuszczalnie poziomów arenigu dolnego (latorp).

5. Ze względu na brak ciągłości sedymentacyjnej pomiędzy tremadokiem a kambrem z jednej i dolnym tremadokiem a arenigem dolnym z drugiej strony, kompleks tremadoku dolnego (pakerort) reprezentuje odrębny, transgresywny cykl sedymentacyjny, którego klastyczny charakter świadczy o ścisłym związku z przebiegiem depozycji kambryjskiej.

6. Zespół skalny tremadoku dolnego (pakerort) obniżenia perybałtyckiego wyrażony jest przez skały litofacji zlepieńcowej, piaskowcowej i ilastej.

7. Jak można sądzić na podstawie charakteru lito- i biofacjalnego utworów dolnego tremadoku obniżenia perybałtyckiego reprezentują one fragmenty pokrywy osadowej, która powstała w oddalonej od brzegu, otwartej i płytkowodnej strefie rozległego epikontynentalnego zbiornika sedymentacyjnego.

8. Jak wynika z studium układu stref litofacjalnych oraz pierwotnego rozkładu miąższości utworów tremadoku zachodnich obszarów platformy prekambryjskiej, transgresja dolnotremadocka (pakerortska) rozprzestrzeniła się z zachodu ku wschodowi, tj. obszarem alimentacyjnym jej wód był zbiornik geosynkliny kaledońskiej rozciągający się wzdłuż zachodniej granicy platformy prekambryjskiej.

9. Z historii rozwoju basenów sedymentacyjnych starszego paleozoiku zachodniej części wschodnioeuropejskiej platformy prekambryjskiej wynika, że zbiornik epikontynentalny tremadoku wykazuje wyraźne cechy rozwoju odziedziczonego, który nawiązywał do ram depozycji środkowo- i górnokambryjskiej stanowiąc ich schyłkowe, recesywne stadium.

10. Zachowane obecnie strzępy pierwotnie ciągłej i bardziej kompletnej stratygraficznie pokrywy osadów tremadoku obniżenia perybałtyckiego świadczą o post-tremadockim jej rozczłonkowaniu wraz z podłożem na poszczególne bloki, które wskutek niejednorodności pozycji paleostrukturnalnej poddane były z różną intensywnością niszczącym procesom erozyjnym, umiejscowionym na przelomie tremadoku i arenigu (J. Znosko, B. Szymański, 1968).

11. Z regionalnej analizy paleotektonicznej wynika, że wschodnia i zachodnia część obniżenia perybałtyckiego wykazywały w fazie pre-arenickiej relatywnie silniejsze ruchy dźwigające niż część środkowa.

12. Zupełnie wyraźne pokrewieństwo lito- i biofacjalne oraz zbliżona sekwencja zjawisk depozycyjnych profilów tremadoku dolnego (pakerort) różnych basenów strukturalnych zachodnich obszarów platformy prekambryjskiej wskazują na ich ścisły w tym czasie związek paleogeograficzny.

13. Zróznicowany aktualnie układ strukturalny osadów tremadoku dolnego zachodnich obszarów platformy prekambryjskiej, który wyraża się ich rozczłonkowaniem i przynależnością do różnych basenów strukturalnych (obniżenie perybałtyckie, obniżenie podlaskie) nie ma charakteru pierwotnego i jest bezspornie konsekwencją późniejszych, post-ordowickich ruchów tektonicznych, w głównej mierze młodopaleozoicznych (J. A. Dalinkiewicz, 1960; P. Suwejdziś, 1968).

14. Wyodrębnione w dolnym ordowiku obniżenia perybałtyckiego cykle sedymentacyjne — starszy — tremadocki i młodszy — arenicki — stanowią bezsporne ekwiwalenty identycznych jednostek sedymentacyjnych sąsiednich obszarów regionu nadbałtyckiego (T. N. Dawydowa, C. Ł. Goldsztein, 1960; E. M. Łaszczow, 1968).

15. Ze względu na charakter lito- i biofacjalny oraz sekwencję typów skalnych twory tremadoku dolnego (pakerort) obniżenia perybałtyckiego wykazują największe podobieństwo do równowiekowych odpowiedników strefy litewskiej i estońskiej regionu nadbałtyckiego (R. M. Männil, 1966).

Zakład Ziół Rud Żelaza  
Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Nadesłano dnia 22 czerwca 1973 r.

### PIŚMIENNICTWO

- BAŁASZOW E. T., KARAMZIN G. A., POLESZAK E. (1971) — Budowa geologiczna SE części syneklizy perybałtyckiej na podstawie kompleksu badań geofizycznych. *Prz. geol.*, **19**, p. 477—481, nr 11. Warszawa.
- 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) — Prekambr i kambr wyniesienia Łeby (NW Polska). *Acta geol. pol.*, **22**, p. 685—709, nr 4. Warszawa.
- JAANUSSON V. (1973) — Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia*, **6**, p. 11—34. Oslo.
- LENDZION K. (1969) — O stratygrafii kambru platformowego w Polsce. *Kwart. geol.*, **13**, p. 501—509, nr 3. Warszawa.
- LENDZION K. (1970) — Eokambr i kambr w otworze Żawnowiec IG-1. *Prz. geol.*, **18**, p. 343—344, nr 7. Warszawa.
- MAREK S., ZNOSKO J. (1972) — Tektonika Kujaw. *Kwart. geol.*, **16** p. 1—15, nr 1. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1966) — Ordowik w wierceniach Kętrzyna IG-1. *Prz. geol.*, **14**, p. 136—137, nr 3. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1967) — Stratygrafia ordowiku w obniżeniu litewskim (polska część syneklizy perybałtyckiej). *Kwart. geol.*, **11**, p. 68—74, nr 1. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z., POKORSKI J. (1969) — Stratygrafia ordowiku w otworze Jezioro Okrągłe. *Kwart. geol.*, **13**, p. 777—792, nr 4. 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—460, nr 10. Warszawa.
- STOLARCZYK F., TYSKI S. (1972a) — Geologiczne warunki występowania węglowodorów w osadach kambru we wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Prz. geol.*, **20**, p. 371—379, nr 8—9. Warszawa.

- STOLARCZYK F., TYSKI S. (1972b) — Warunki geologiczne występowania węglowodorów w osadach ordowiku i syluru syneklizy perybałtyckiej na tle jej rozwoju. *Prz. geol.*, **20**, p. 444—452, nr 10. 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.
- SUWEJZDIS P. (1968) — Rola ruchów kaledońskich i hercyńskich w rozwoju tektonicznym obszaru nadbałtyckiego. *Kwart. geol.*, **12**, p. 797—810, nr 4. Warszawa.
- SZYMAŃSKI B. (1971) — Dolny ordowik północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. *Kwart. geol.*, **15**, p. 528—544, nr 3. Warszawa.
- TJERNVIK T. (1956) — On the early Ordovician of Sweden. *Stratigraphy and fauna. Bull. Geol. Inst. Uppsala*, **36**, p. 107—284, part. 2/3. Uppsala.
- TJERNVIK T. (1958) — The Tremadocian Beds at Flagabro in South-Eastern Scania (Sweden). *Geol. För. Förh.*, [B], **80**, p. 259—276, nr 3. Stockholm.
- ZNOSKO J. (1969) — Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. *Przew. XLI Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 5—48. Wyd. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J., SZYMAŃSKI B. (1968) — Tremadoc and Arenig of North-Eastern Poland and their significance to the adjacent areas. *Biul. Inst. Geol.*, **237**, p. 29—37. Warszawa.
- ДАЛИНКЕВИЧИУС И. А. (1960) — Основные черты тектоники и тектонического развития Южной Прибалтики. *Инст. Геол. и Геогр. АН Лит. ССР. Научн. Сообщения*, **12**. Вильнюс.
- ДАВЫДОВА Т. Н., ГОЛЬДШТЕЙН Ц. Л. (1960) — Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики. *Межд. Геол. Конгр. XXI Сессия. Доклады сов. Геологов. Проблема 12. Региональная палеогеография*. стр. 15—24. Москва.
- КОРКУТИС В. А. (1963) — Некоторые данные о литостратиграфии тискреской свиты „оболовых” слоев и лээтэского горизонта и их положение в разрезе кембрия-ордовика в Литовской ССР. *Вопр. Геол. Литвы*, стр. 373—383. Вильнюс.
- КОРКУТИС В. А. (1965) — Новые данные о верхнекембрийских отложениях Южной Прибалтики. *Геология и нефтеносность палеозоя Южной Прибалтики. Труды Инст. Геол.*, вып. I, стр. 7—15. Вильнюс.
- КОРКУТИС В. А. (1968) — Стратиграфия кембрийских отложений Южной Прибалтики. Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами, стр. 53—66. Изд. Минтис. Вильнюс.
- ЛАШКОВ Е. М. (1968) — Литостратиграфические комплексы нижнего ордовика Южной Прибалтики. Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами, стр. 139—152, Изд. Минтис. Вильнюс.
- ЛООГ А., КИВИМЯГИ Э. (1968) — Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии. *Изд. АН Эст. ССР*, **17**, стр. 374—384, № 4. Таллин.
- МЯННИЛЬ Р. М. (1966) — История развития Балтийского Бассейна в ордовике. *Инст. Геол. АН Эст. ССР. Таллин*.

Бронислав ШИМАНЬСКИ

## ТРЕМАДОК ПРИБАЛТИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

### Резюме

В польской части Прибалтийской впадины на неровной эрозионной поверхности кембрийского фундамента несогласно залегают пачка конгломерато-песчанисто-глинистых пород нижнего тремадока (пакерорт) небольшой мощности. Они являются фрагментом самостоятельного, явно выделенного трансгрессивного седиментационного цикла, которым заканчивается длительный период отложения обломочных пород вендо-кембрия. В кровле породы тремадока повсеместно перекрыты трансгрессивно залегающими глауконитово-песчаными породами нижнего аренига (латорп).

Как между кембрием и тремадоком, так и между тремадоком и аренигом существует четкое региональное седиментационное несогласие и значительный стратиграфический перерыв (З. Модлински, Б. Шиманьски, 1972).

Породы нижнего тремадока в Прибалтийской впадине весьма естественно делятся на три следующих литостратиграфических комплекса: нижний — конгломератовый, средний — песчаный и верхний — песчано-глинистый. Возраст обломочных отложений тремадока Прибалтийской впадины определен по: *Obolus apollinis* Eichw., *Obolus cf. apollinis* Eichw. и *Obolus* sp. Мощность комплекса тремадокских отложений непостоянна и колеблется от 0,05 до 2,5 м.

В древнепалеозойском плаще осадочного покрова Прибалтийской впадины ясно намечается наличие двух различных седиментационных элементов высшего порядка: нижнего — обломочного и верхнего — глауконитово-карбонатно-мергелистого. В нижнем — обломочном комплексе осадочного покрова можно выделить по крайней мере пять отдельных седиментационных циклов, из которых до сих пор наиболее изучены три младших, т.е. среднекембрийский, верхнекембрийский и тремадокский циклы. Выделенные циклы отделяют друг от друга четыре очередных периода появления над поверхностью воды, усиленной палеотектонической активности и эпигенетической эрозии, которые имели место на пограничьи нижнего и среднего кембрия (до-среднекембрийская фаза), среднего и верхнего кембрия (до-верхнекембрийская фаза), верхнего кембрия и тремадока (до-тремадокская фаза) и тремадока — аренига (до-аренигская фаза).

Породы тремадока в Прибалтийской впадине образовались в обширном мелководном седиментационном бассейне, имевшем характер морского эпиконтинентального бассейна, дно которого опускалось медленно и этот процесс был слабо дифференцирован.

Эпиконтинентальный тремадокский бассейн занимал обширную территорию между Финским континентом на севере и континентом Панонского Массива на юге. На востоке он достигал большого сарматского континента, который составляли материк Украинского щита и, соединявшийся с ним на северо-востоке, Белорусский материк. На западе эпиконтинентальный бассейн ограничивался зоной глубинных разломов, т.н. линией Тейссера, вдоль которой соприкасался с краевой зоной каледонской геосинклинали (Е. Зноско, 1969; С. Марек, Е. Зноско, 1972).

Морские заливы тремадока и аренига распространялись с запада на восток, т.е. алиментационным аквеном их вод был, так же как и в верхнем кембрии, глубоководный бассейн каледонской геосинклинали. Основным фактором, способствующим заливанью при обоих трансгрессиях значительных платформенных территорий, в том числе Прибалтийской впадины, следует считать активность зон глубинных разломов, которые в начале тремадока, а затем аренига привели к их генеральному явному погружению.

Главными путями раннеордовикской трансгрессии послужили две широтные зоны впадин: северная — Прибалтийско-Московская и южная — Подляско-Вольнская. Образование обоих этих зон вероятно произошло в докембрии.

В существующем в настоящее время плане поверхностного распространения тремадокских отложений, они залегают только в центральной части Прибалтийской синеклизы, где образуют род небольших, изолированных и нерегулярно расположенных пятен. В восточной и западной частях впадины в настоящее время отсутствуют отложения тремадока, которые были повсеместно и почти полностью устранены отсюда; на различных частях кембрия — на востоке среднего, а на западе среднего или верхнего — непосредственно залегают комплексы пород аренига (З. Модлиньски, 1967; Ф. Столярчик, С. Тыски, 1972 б).

Структурное положение сохранившихся пятен, первично непрерывного и более стратиграфически полного покрова тремадока, было детерминировано до-аренигскими тектоническими движениями и сопутствующими процессами эрозии. Они привели к расчленению тремадокского покрова вместе с фундаментом на отдельные блоки, которые из-за неоднородности палеоструктурного положения подверглись разрушающим процессам градации, различной интенсивности. В результате породы тремадока были повсеместно довольно сильно разрушены и сохранились только местами, главным образом в тектонически пониженных партиях кембрийского фундамента.

Ввиду лито- и биофациального характера, а также последовательности типов, породы нижнего тремадока (пакерорт) Прибалтийской впадины весьма сходны с равновозрастными аналогами пород Литовской и Эстонской зоны Прибалтийского региона (Р. М. Мянний. 1966; В. А. Коркутис, 1963, 1965, 1968).

Bronisław SZYMAŃSKI

## TREMADOCIAN IN THE PERIBALTIC DEPRESSION

### Summary

Within the Polish part of the Peribaltic depression a series of conglomerate-sandstone-clay rocks of Lower Tremadocian age (Pakerort) is found to rest on an uneven, erosionally formed surface of the Cambrian basement. The rocks make here a fragment of a distinctly separated transgressive sedimentary cycle that closes a long-lasting depositional period of the Wendo-Cambrian clastic formations. As a rule, the Tremadocian rocks are covered with the transgressive glauconite-arenaceous deposits of Lower Arenigian age (Latorpian).

A marked regional sedimentary unconformity and a considerable stratigraphic gap occur both between the Cambrian and Tremadocian and between the Tremadocian and Arenigian (Z. Modliński, B. Szymański, 1972).

The rock complex of Lower Tremadocian age of the Peribaltic depression is naturally subdivided into the three following lithostratigraphical complexes: lower — conglomerate complex, middle — sandstone complex, and upper — sandstone-clay complex. The age of the clastic formations of Tremadocian age in the Peribaltic depression area is documented by: *Obolus apollinis* Eichw., *Obolus* cf. *apollinis* Eichw. and *Obolus* sp. The thickness of the complex of Tremadocian formations ranges from 0,05 to 2,5 m.

Two distinctly visible elements of higher order occur in the early Palaeozoic sedimentary cover within the Peribaltic depression: lower — clastic complex, and

upper — glauconite-carbonate-marly complex. In the lower clastic complex of the sedimentary cover at least five individual sedimentary cycles can be distinguished. So far only three younger cycles have been examined, i.e. Middle Cambrian cycle, Upper Cambrian cycle and Tremadocian cycle. The distinguished cycles separate four periods of emergence, intensified palaeotectonic activity and epigenetic erosion, which develop at the boundaries Lower Cambrian/Middle Cambrian (pre-Middle Cambrian phase), Middle Cambrian/Upper Cambrian (pre-Upper Cambrian phase), Upper Cambrian/Tremadocian (pre-Tremadocian phase), and Tremadocian/Arenigian (pre-Arenigian phase).

The Tremadocian rock complex of the Peribaltic depression was laid down in a vast shallow sedimentary basin of a marine epicontinental nature, characterized by slow and feebly differentiated subsidence.

The Tremadocian epicontinental basin was situated between the Finnish continent in the north and the Pannonian massif in the south. Eastwards, it reached the vast Sarmatian continent that made the land of the Ukrainian shield and the Byelorussian land adjoining to it in the north-east. In the western part the epicontinental basin was restricted by a zone of deep fractures, i.e. by the so-called Teisseyre's line, along which it bordered on the marginal zone of the Caledonian geosyncline (J. Znosko, 1969; S. Marek, J. Znosko, 1972).

Tremadocian and Arenigian marine transgressions expanded from west to east, i.e. the deep basin of the Caledonian geosyncline was — as during the Upper Carboniferous time — the alimentation basin of their waters. The activity of the zones of deep fractures, which at the beginning of Tremadocian, and then during Arenigian, were responsible for their general and considerable plunging, are considered to be the main factor allowing the vast areas of the platform — herein also the Peribaltic depression — to be inundated during the two transgressions.

Two east-west trending depression zones — the northern Peribaltic/Moscow zone and the southern Podlasie-Volhynia zone — served here as the main ways for the Early Ordovician transgressions.

In the present-day area of the Tremadocian the deposits of this age occur only in the central part of the Peribaltic depression, where they make a number of small, isolated and irregularly distributed patches. The eastern and western parts of the depression lack and Tremadocian sedimentary cover at present. Various members of Cambrian age — Middle Cambrian in the east, and Middle or Upper Cambrian in the west — are overlain with the Arenigian rock complex (Z. Modliński, 1967; F. Stolarczyk, S. Tyski, 1972b).

The structural position of the preserved relics of the primarily uninterrupted and more complete cover of the Tremadocian deposits has been determined by the pre-Arenigian tectonic movements and the accompanying erosional processes. These have dismembered the Tremadocian cover and its substratum into the individual blocks which, due to the diversity of the palaeostructural position, have been affected, with various intensity, by the destroying gradation processes. As a result of this the Tremadocian formations underwent a general destruction and are now preserved fragmentarily only, mainly in the tectonic depressions of the Cambrian substratum.

On account of the lithofacial and biofacial nature and the sequence of rock types the Lower Tremadocian formations (Pakerort) found to occur in the Peribaltic depression strongly resemble the equivalents of the Lithuanian and Estonian zone of the Peribaltic region, also of the same age (R. M. Männil, 1966; W. A. Korkutis, 1963, 1965, 1968).