

Andrzej WITKOWSKI

Ewolucja i tektonika staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego południowego Bałtyku*

Przedstawiono charakterystykę tektoniczno-strukturalną utworów starszego paleozoiku południowego Bałtyku i przyległej strefy lądowej, wyróżniając 21 jednostek. Na podstawie analizy paleostrukturalnej zrekonstruowanej na 6 mapach odtworzono zmienność rozwoju subsydencji basenu staropaleozoicznego od wendu–kambru późnego po dewon górny. Określono wiek powstania syneklizy bałtyckiej i czas jej uformowania udowadniając, że jest ona, tak jak strefa T-T, strukturą heterochroniczną.

WSTĘP

Analizowany obszar, określony mianem południowego Bałtyku, obejmuje poza strefą akwenu również część przyległego lądu w granicach zaznaczonych na fig. 1. Region ten, stanowiący południowy, labilny stok tarczy bałtyckiej nazywany jest przez geologów radzieckich i polskich mianem syneklizy bałtyckiej.

Założenia strukturalne ram syneklizy bałtyckiej, umożliwiające rozwój pokrywy osadowej, są bardzo stare. J. Znosko (1966) obniżenie perybałtyckie (= synekliza bałtycka) określa jako przeddolnokambryjskie. Biorąc pod uwagę tektoniczne uwarunkowanie stref sedymentacyjnych w tej części platformy wschodnioeuropejskiej, można przypuszczać, że założenia te są jeszcze starsze i mogły powstać w przedplatformowym etapie rozwoju. Część autorów (S. Depowski, S. Tyski, 1968; F. Stolarczyk, 1980; G.W. Zinowienko, 1986) przyjmuje wiek kambryjski tych założeń, a inni – jeszcze późniejszy. J. Motyl-Rakowska (1976) określa ten wiek na wenlok-ludlow, a W. Pożaryski (1977) sądzi, że nastąpiło to w ludlowie, prawie synchronicznie z intensywnymi ruchami w kaledońskiej geosynklinie południowej Polski. Z. Kotański (1977) podkreśla natomiast, że synekliza bałtycka nie istniała w wendzie i kambrze, lecz powstała dopiero w wyniku subsydencji sylurskiej i została ukształtowana w dewonie – karbonie i permie podczas formowania się anteklizy mazurskiej. P.

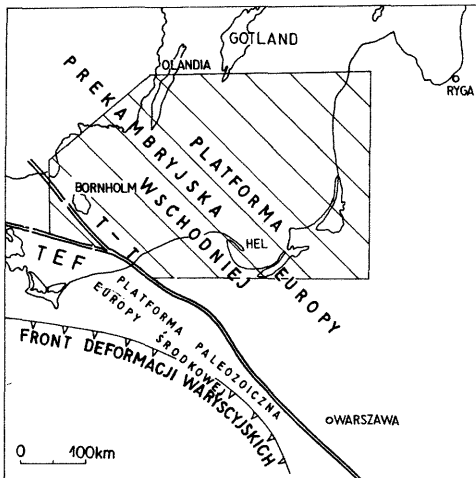


Fig. 1. Położenie obszaru badań na tle głównych jednostek tektonicznych
Location of the studied area against major tectonic units

TEF – uskoc transeuropejski, T-T – strefa Teisseyre’a-Tornquista

TEF – Transeuropean Fault, T-T – Teisseyre-Tornquist Zone

Suwejzdis i in. (1979) przychylają się do poglądu o wczesnokaledońskim wyodrębnieniu syneklizy, modyfikując wcześniejszą opinię o jej wieku wenlocim (P. Suwejzdis, 1968).

Po konsolidacji gotyjskiej podłoża krystalicznego obszar ten podlegał długotrwałej denudacji: najstarsza, być może jotnicka pokrywa osadowa zachowana jest tylko fragmentarycznie, m.in. na wyspie Gotska Sandön. Wiek tej pokrywy określono metodą K/Ar na 1,5 mld lat. Rekonstrukcja jej rozwoju jest niemożliwa ze względu na znikomą ilość danych. Według badań K. Łydki i in. (1984), część klastycznych osadów Pomorza uważanych za dolnokambryjskie jest utworem znacznie starszym, o wieku ok. 645 mln lat.

We wschodniej części syneklizy, na obszarze Republiki Litewskiej i Łotewskiej, występują lokalnie utwory młodobajkalskiego cyklu tektonicznego, oddzielone według P. Suwejzdisa i in. (1979) i A.P. Brangulisa (1985) wyraźną niezgodnością kątową od młodszych utworów kaledońskiego cyklu tektonicznego. Niezgodność ta nie jest znana z pozostałego obszaru syneklizy bałtyckiej, gdzie utwory wendu stanowiące osad wielkich stożków napływowych i rzek roztokowych łączone są z utworami kambru dolnego i środkowego w jeden cykl sedimentacyjny, a dolna granica fanerozoiku została ustalona umownie przez K. Jaworowskiego (1979, 1982) i K. Lenzion (1982, 1983a, b) w spągu pierwszych ingresji morskich.

Ewolucję utworów staropaleozoicznego, a właściwie wendyjsko-staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego, przedstawiono stosując uproszczoną rekonstrukcję paleostrukturalną poszczególnych oddziałów i systemów, pomijając poprawkę batymetryczną i poprawkę na kompakcję osadów. W rekonstrukcjach tych wykorzystano publikowane materiały duńskie i szwedzkie, radzieckie i polskie, jak również uwzględniono dane ze znanych autorowi otworów wiertniczych PIG, PGNiG i W. O. Petrobaltic. Podział stratygraficzny utworów starszego paleozoiku z tych otworów wiertniczych opracował zespół geologów Państwowego Instytutu Geologicznego: B. Areń, K. Lenzion, Z. Modliński i H. Tomczyk.

Dyrekcji oraz Koleżankom i Kolegom W. O. Petrobaltic dziękuję za możliwość zapoznania się z wynikami badań prowadzonych w polskim sektorze Morza Bałtyckiego oraz przedyskutowanie problematyki geologiczno-złożowej.

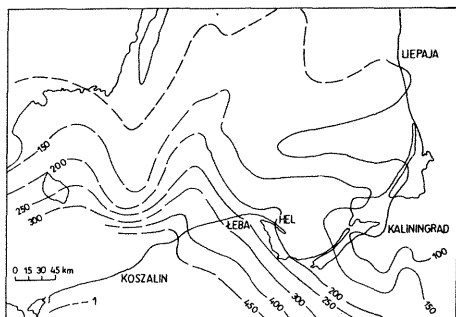


Fig. 2

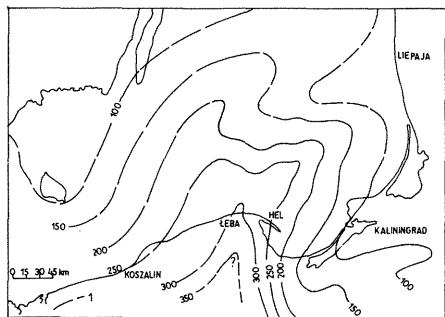


Fig. 3

Fig. 2. Mapa paleostrukturnalna spągu utworów wendy w końcu wczesnego kambru *= paleozoic. Cm₁*
 Palaeostructural map of the base of the Vendian deposits at the end of the Early Cambrian

1 – paleoizohipsy w metrach
 1 – palaeoisohypses in metres

Fig. 3. Mapa paleostrukturnalna spągu utworów kambru środkowego w końcu późnego kambru *Cm₂₊₃*
 Palaeostructural map of the base of the Middle Cambrian deposits at the end of the Late Cambrian

1 – paleoizohipsy w metrach
 1 – palaeoisohypses in metres

EWOLUCJA STAROPALEOZOICZNEGO KOMPLEKSU STRUKTURALNEGO

Utwory najstarszej, aluwialnej pokrywy osadowej wendy zanalizowano łącznie z osadami kambru dolnego, odtwarzając rozwój basenu sedymentacyjnego w tym czasie na podstawie rekonstrukcji paleostrukturnalnej spągu serii osadowej, tj. powierzchni przedstawiającej paleomorfologię stropu podłoża krystalicznego w końcu wczesnego kambru (fig. 2). Tak odwzorowana powierzchnia powstała nie tylko w wyniku subsydencji zbiornika, lecz zapewne również – prewendijsko-dolnokambryjskiego paleoreliefu.

Zróznicowana subsydencja kompensowana sedymentacją umożliwia podział ówczesnego zbiornika na strefy labilne i stabilne. Strefami stabilnymi były: południkowe, hemiantyklinalne wyniesienie Olandii, równoleżnikowe – Kłajpedy i wyniesienie Kaliningradu o rozciągłości SW–NE. Strefą labilną był obszar centralny, gdzie powstały zatoki strukturalne: Darłowa–Gotlandii, Liepai i Sambii – Zalewu Kuronńskiego. Maksymalna subsydencja w części SW osiągnęła ok. 450 m; wskaźnik tempa subsydencji¹ obliczony łącznie dla wendy – wczesnego kambru wynosi 0,91–4,1 mm/1000 lat, a tylko dla kambru wczesnego 3,3–15 mm/1000 lat.

Subsydencję dna zbiornika w kambrze środkowym i późnym przedstawia mapa paleostrukturnalna spągu utworów kambru środkowego w końcu późnego kambru (fig. 3). Widoczne jest, że nastąpiło odmienne niż w wendzie – kambrze dolnym kształtowanie paleostruktur, połączone lokalnie z całkowitą przebudową strukturalną. Rozformowane zostały wyniesienia Olandii i Kłajpedy, zatoka Liepai została inwersyjnie przekształcona w nos paleostrukturnalny, zmienił się

¹ Geochronologia według W. Pożaryskiego i in. (1985).

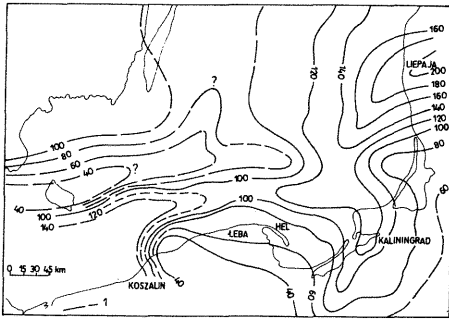


Fig. 4

Fig. 4. Mapa paleostrukuralna spągu utworów arenigu w końcu aszgilu (mapa paleostrukuralna ordowiku)

Palaeostructural map of the base of the Arenigian deposits at the end of the Ashgillian (palaeostructural map of the Ordovician)

1 – paleoizohipsy w metrach

1 – palaeoisohypses in metres

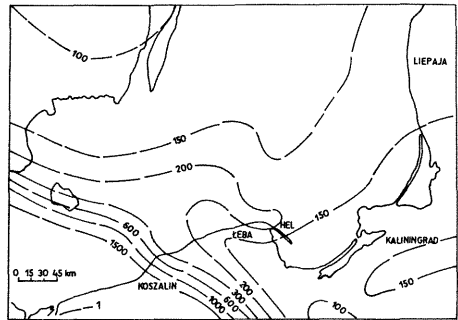


Fig. 5

Fig. 5. Mapa paleostrukuralna spągu utworów landoweru w końcu wenloku (mapa paleostrukuralna syluru dolnego)

Palaeostructural map of the base of the Llandovery deposits at the end of the Venlockian (palaeostructural map of the Lower Silurian)

1 – paleoizohipsy w metrach

1 – palaeoisohypses in metres

również charakter hemiantykliny Kaliningradu. Zróżnicowanie subsydencji wynosi od 100 do 350 m w osi zbiornika, zachowującej poprzedni regionalny kierunek z SSW ku NNE w rejonie Łeby, lecz przesuniętej bardziej ku wschodowi. Wskaźnik tempa subsydencji obliczony dla kambru środkowego wynosi 4,35 – 14,3 mm/1000 lat, natomiast dla kambru późnego – zaledwie ok. 0,95 mm/1000 lat, wskazując na znaczną stagnację sedymentacji.

Rekonstrukcja paleostrukuralna spągu utworów ordowiku (bez osadów tremadoku) wykazuje całkowicie odmienny od kambryjskiego układ przestrzenny, spowodowany przedarenidzką przebudową basenu staropaleozoicznego (fig. 4). Odmienne, subrównoleżnikowo została ukształtowana oś subsydencji na linii Rugia – Sambia, która jest przecięta w części wschodniej subpołudnikowym przegłębieniem Liepai – Kaliningradu – Elbląga. Maksymalna subsydencja kompensowana sedymentacją związana jest z obniżeniem Liepai (jełgawskim), gdzie przekracza 200 m. Zbliżone do równoleżnikowego jest wyniesienie Bornholmu, natomiast wyniesienie Słupska ma rozciągłość NW – SE. Podobnie jak późny kambr, ordowik jest okresem znacznego zwolnienia tempa sedymentacji i niewielkiej subsydencji, której wskaźnik waha się od 0,75 do 3,7 mm/1000 lat.

We wczesnym sylurze subsydencja kompensowana sedymentacją ponownie zwiększa się, wykazując równocześnie zmianę układu stref labilnych. Po raz pierwszy w starszym paleozoiku zaznaczone zostało synsedymentacyjne obniżanie południowo-zachodniej strefy przykrawędziowej tej części platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie spąg osadów landoweru w końcu wenloku osiągnął głębokość ok. 1500 m (fig. 5). Całkowitemu rozformowaniu uległy paleostruktuury ordowickie, jedynie wyznaczone paleoizohipsami 150 m przegłębienie o kierunku WSW – ENE pokrywa się z kierunkiem ordowickim w rejonie Liepai. Tylko w tej części syneklizy mamy do czynienia z wczesnosylurskim rozwojem

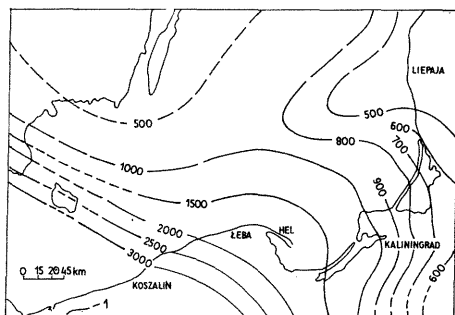


Fig. 6

Fig. 6. Mapa paleostrukturnalna spągu utworów lundlowu w końcu podlasia (mapa paleostrukturnalna syluru górnego)

Palaeostructural map of the base of the Ludlow deposits at the end of the Podlasian (palaeostructural map of the Upper Silurian)

- 1 – paleoizohipsy w metrach
1 – palaeoisohypses in metres

= migz. S₁+p₁id

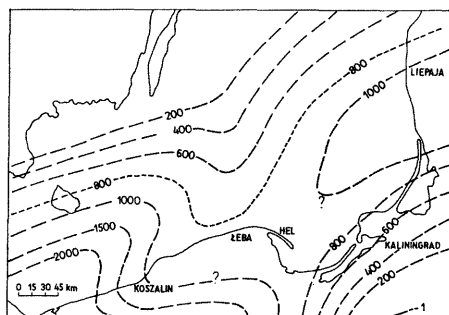


Fig. 7

Fig. 7. Mapa paleostrukturnalna spągu utworów dewonu w końcu famenu (mapa paleostrukturnalna dewonu)

Palaeostructural map of the base of the Devonian deposits at the end of the Famennian (palaeostructural map of the Devonian)

- 1 – paleoizohipsy w metrach
1 – palaeoisohypses in metres

= migz. D

odziedziczonym. Rozformowaniu uległy wyniesienia Bornholmu i Słupska, zarysował się natomiast wyraźny nos paleostrukturnalny Łęby – Lęborka. Wskaźnik tempa subsydencji w przykrawędziowej strefie znacznego gradientu wynosi 46 – 115 mm/1000 lat, a na pozostałym obszarze waha się od 11,5 do 15,4 mm/1000 lat.

Subsydencja basenu późnosylurskiego (fig. 6) jest jeszcze większa niż w wczesnym sylurze i częściowo stanowi jej kontynuację; rozformowana została paleostrukturna Łęby – Lęborka, a w strefie wczesnosylurskiego przegłębienia Liepai zarysowała się bardziej stabilna paleostrukturna hemiantyklinalna, podobna do paleostrukturny kambryu środkowego i późnego (fig. 3). Oś basenu w części północno-wschodniej uległa przesunięciu od Liepai na NE w kierunku Gotlandii. Subsydencja zmienia się od 500 – 1500 m w centralnej i wschodniej części syneklizy do ponad 3000 m w SW strefie przykrawędziowej; wskaźnik tempa subsydencji waha się od 41,6 do 250 mm/1000 lat.

Hipotetyczną rekonstrukcję ukształtowania dna zbiornika dewońskiego w końcu późnego dewonu (fig. 7) przytoczono dla wykazania kolejnej przebudowy paleostrukturnalnej. Ukształtowanie spągu utworów dewonu wykazuje układ odmienny od sylurskiego. Interpretacja paleomiąższości osadów dewonu, zachowanych tak na lądzie w regionie pomorskim i radzieckiej części syneklizy, jak i w akwenu Bałtyku wskazuje, że przykrawędziowa strefa platformowa aktywna w sylurze ustabilizowała się w dewonie. Prezentowana rekonstrukcja paleostrukturnalna jest dość ostrożna, być może że strefa zwiększonego (ponad 2000 m) przegłębienia była znacznie rozleglejsza i rozciągała się dalej ku NE w obszarze akwenu, a konstruowana paleoizohipsą 1000 m depresja ciągnęła się od strefy Liepai na NE przez wyniesienie Łęby ku SW, łącząc się ze znanymi wystąpieniami dewonu pomorskiego w rejonie Człuchowa (fig. 7).

EWOLUCJA TEKTONICZNA

W radzieckiej części syneklizy bałtyckiej utwory najstarszego, młodobajkałskiego cyklu tektonicznego (P. Suwejdzis i in., 1979; A.P. Brangulis, 1985) znane są fragmentarycznie z obszaru Republiki Łotewskiej i Litewskiej i oddzielone są od utworów kaledońskiego cyklu tektonicznego wyraźną niezgodnością kątową. Na większości obszaru osady wendu — występując podobnie jak w polskiej części syneklizy w zgodności z utworami kambriu — tworzą jeden kaledoński kompleks strukturalny, w którym na podstawie analizy formacyjnej wyróżniono: kambryjskie i ordowicko-dolnodewońskie piętro strukturalne. Wydzielenie tych pięter dokonane zostało głównie na podstawie analizy asocjacji skalnych oraz przerw i luk, ponieważ brak jest regionalnych niezgodności kątowych.

W polskiej części syneklizy bałtyckiej na obszarze lądowym i morskim w obrębie kompleksu kaledońskiego wydzielono — według tych samych kryteriów — trzy piętra strukturalne: wendyjsko-środkowokambryjskie, środkowokambryjsko-tremadockie i arenidzko-żedyńskie.

Z. Kotanski (1977) wyróżnia następujące etapy rozwoju paleotektonicznego syneklizy bałtyckiej w starszym paleozoiku:

I — etap wałdajsko-środkowokambryjski, określając go jako etap szybkiej, silnie zróżnicowanej subsydencji;

II — etap górnokambryjsko-ordowicko-landowerski, stabilny, o minimalnej subsydencji przerywanej okresami erozji — przed górnym kambrem, tremadokiem i arenigem;

III — etap górnosylurski, charakteryzujący się bardzo silną subsydencją.

Przyjmując za W.J. Chajnem (1974) istnienie ścisłej zależności wykształcenia formacji osadowych od poszczególnych stadiów rozwoju cykli tektonicznych na platformach oraz biorąc pod uwagę wnioski wypływające z prac K. Jaworowskiego (1971, 1982, 1986) wyróżniono w syneklizie bałtyckiej trzy następujące stadia rozwoju kaledońskiego cyklu tektonicznego:

1. Stadium wczesne, wyrażone czerwoną subformacją lądową i transgresywną formacją terygeniczną (wend — tremadok).

2. Stadium środkowe, wyrażone platformową formacją węglanowo-ilastą z subformacjami: marglisto-ilastą, łupków bitumicznych, margli i ilów bitumicznych, lokalnie w spągu z transgresywną subformacją kwarcowo-glaukonitową (arenig — wenlok).

3. Stadium późne, wyrażone regresywną, morską formacją terygiczno-ilastą i subformacją ewaporatowo-węglanową (ludlow — żedyn).

Powracając do zasygnalizowanego we wstępie wieku uformowania syneklizy bałtyckiej, należy podkreślić rozbieżność poglądów w tym zakresie. P. Suwejdzis i in. (1979) wskazują na istnienie krótkotrwałego, regionalnego wypiętrzenia w końcu kaledońskiego etapu rozwoju oraz na erozję wyniesionych stref struktur lokalnych. Potem nastąpiła subsydencja dewońsko-karbońska, zakończona fazą inwersji i rozwoju stref rozłamów i uskoków w późnym karbonie. We wcześniejszej pracy P. Suwejdzis (1968) wiek ten uściślił na fazę ruchów waryscyjskich. Podobnie rozwój i ukształtowanie syneklizy widzą A.A. Geodekian i in. (1976), F. Stolarczyk (1980) oraz W.K. Gudelis i J.M. Jemielianow (1982), natomiast F.K. Wołkołakow (1973) i B.L. Afanasjew i in. (1977) twierdzą, że ostateczne ukształtowanie obecnego układu syneklizy bałtyckiej nastąpiło w dolnym dewonie, dodając że późniejsze tektogenezy: waryscyjska i alpejska nie wycisnęły istotniejszego piętna na tych strukturach. W. Górecki i in. (1979) oraz W. Górecki

i W. Strzetelski (1984) wiążą także zasadniczy etap kształtowania paleostrukturnego syneklizy z przebudową zigeńską, związaną z zakończeniem w fazie eryjskiej kaledońskiego cyklu tektonicznego, lecz oni również podkreślają znaczenie etapu warycyjskiego.

We współczesnym planie strukturalnym południowo-zachodnim ograniczeniem syneklizy bałtyckiej jest masyw mazursko-białoruski, którego powstanie określane jest na schyłek syluru – początek dewonu (H. Tomczyk, E. Tomczykowa, 1978; E. Tomczykowa, H. Tomczyk, 1979) lub na koniec syluru (F. Stolarczyk, 1980). Pewnym argumentem na korzyść tej tezy jest zróżnicowanie biofajalne utworów podlasia (H. Tomczyk, 1983) w syneklizie i obniżeniu podlaskim. Przeciwno niej przemawia brak materiału grubookruchowego w osadach po południowej stronie masywu, gdzie ponadto osady podlasia występują w pełnym niezredukowanym rozwoju. W. Pożaryski (1986) datuje początek wypiętrzenia masywu mazursko-białoruskiego na przełom dewonu dolnego i środkowego, przyjmując czas jego uformowania na dewon środkowy i górny.

Jak z powyższego wynika, mimo ustalenia zasadniczych etapów rozwoju i ukształtowania prealpejskiego układu strukturalnego syneklizy bałtyckiej, szczególnie określenie wieku jej powstania nie jest jeszcze całkowicie jednoznaczne, zwłaszcza w zakresie zdefiniowania etapu końcowego. Wnioskując z charakteru zachowanych w syneklizie utworów dewonu oraz utworów dewonu i karbonu w przyległej strefie platformy paleozoicznej, należy sądzić, że w kształtowaniu wschodniej części tego regionu ważną rolę odgrywały ruchy bretońskie. Nie zaznaczyły się one na Pomorzu Zachodnim, gdzie osady dewonu górnego, turneju i wizenu przeważnie pozostają w ciągłości sedymentacyjnej. Wyrazna luka manifestująca się brakiem osadów namuru wskazuje na wpływ ruchów, które można korelować z fazami sudecko-kruszcogórskimi warycydów.

Należy zatem sądzić, że ukształtowanie syneklizy bałtyckiej nie było związane z wypiętrzeniem jednorazowym, zachodzącym w stosunkowo krótkim czasie, lecz następowało stopniowo – i diachronicznie w części zachodniej i wschodniej – w warycyjskim cyklu tektonicznym, przy znacznym, blokowym zróżnicowaniu amplitudy ruchów. Jednocześnie w brzeżnej północno-zachodniej części syneklizy, przy krawędzi platformy prekambryjskiej, silniej niż gdzie indziej zaznaczyło się powstawanie rozłamów, uskoków i przesunięć poziomych, a zatem tworzenie struktury typu *pull apart*. Rozwój tektoniki dysjunktywnej odegrał ważną rolę również na pozostałym obszarze syneklizy, przy czym także w tym względzie istnieją różne poglądy.

Reasumując można stwierdzić, że podobnie jak strefa T-T (W. Pożaryski i in., 1982) synekliza jest strukturą heterochroniczną o starych, prebajkalskich założeniach, rozwijającą się w kaledońskim i warycyjskim cyklu tektonicznym. Uformowanie jej części południowo-wschodniej nastąpiło w dewonie dolnym, skrzydła północnego (i wschodniego?) – po dewonie górnym, części środkowej – po turneju, a zachodniej – po wizenie. Zakończenie głównych, zróżnicowanych ruchów wypiętrzających nastąpiło dopiero w cechsztynie i triasie dolnym (F. Stolarczyk, 1980).

Z przedstawionych powyżej uwag, dotyczących utworów wendyjsko-staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego syneklizy bałtyckiej w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej, wynika, że ukształtowany on został głównie w kaledońskim i warycyjskim cyklu tektonicznym. Cykle te składały się z etapów subsydencji i wypiętrzeń, przy czym w cyklu kaledońskim długotrwały

etap subsydencji obejmował wend – najwyższy sylur – żedyn i przerwany był dwoma krótkotrwałymi wyniesieniami w kambrze środkowym i przed areni-
giem.

W cyklu waryscyjskim etap pograżenia utworów staropaleozoicznych był znacznie krótszy (dewon dolny – turnej, w części zachodniej? wizen), a ruchy wypiętrzające trwały aż do triasu dolnego, z największą intensywnością przypadającą na karbon górny – perm dolny.

W epoce alpejskiej subsydencja była zróżnicowana: większa w części zachodniej przyległej do mobilnej strefy niecki duńsko-polskiej, mniejsza – z okresami stagnacji i nawet zmiany kierunku ruchów, podkreślonymi przez redukcje i przerwy sedymentacyjne w osadach mezozoiku – w południo-wo-wschodniej części syneklizy. Trwała ona aż do inwersyjnej fazy laramijskiej kształtującej obecny, podkenozoiczny układ strukturalny.

Jak dowodzą współczesne badania neotektoniczne (W.K. Gudelis, J.M. Jemielianow, 1982), tarcza bałtycka i część syneklizy po linię Skania – Liepaia podlega ruchom wznoszącym, najintensywniejszym w Zatoce Botnickiej (do +9 mm/a) i na Litwie (+3,5 mm/a). W preboreale tempo to było znacznie większe i w okolicach Tallina wynosiło ok. 26,5 mm/a. Strefa wybrzeża polskiego ma tendencje obniżające ok. 1 mm/a, a według E. Rühlego (*fide* W.K. Gudelis, J.M. Jemielianow, 1982) w rejonie ujścia Wisły nawet 10 mm/a. Według N. Ballinga (1984) wypiętrzanie tarczy bałtyckiej jest zgodne z danymi W.K. Gudelisa, J.M. Jemielianowa (1982), lecz obszar wybrzeża polskiego jest stabilny (fig. 8).

Powyższe zmiany neotektoniczne spowodowane są prawdopodobnie głównie ruchami izostatycznymi związanymi z postplejstocenijskim odciążeniem obszaru, lecz tendencje wypiętrzające tego regionu zaznaczyły się również wcześniej.

TEKTONIKA NIECIĄGŁA

Tektonika nieciągła staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego syneklizy bałtyckiej jest częściowo uwarunkowana starymi założeniami w fundamencie krystalicznym. Dotyczy to zwłaszcza większych uskoków i lineamentów (M.A. Artamonow i in., 1978; T. Floden, 1986), których interpretacja jest wieloznaczna. Mogą to być ślady wglębnych rozłamów, ograniczonych do podłoża krystalicznego, lub regionalne dyslokacje waryscyjskie w pokrywie osadowej. Lineamenty te tylko lokalnie pokrywają się z uskokami rejestrowanymi metodami geofizycznymi. Schematyczny przebieg tych dyslokacji wraz z regionalizacją tektoniczną przedstawiono na fig. 9. W opracowaniu mapy jednostek strukturalno-tektonicznych południowego Bałtyku, oprócz wcześniej wymienionych, uwzględniono publikacje: R. Dadleza (1979), R. Dadleza, A. Witkowskiego (1979), P. Suwejdza i in. (1979), W. Góreckiego i in. (1979), K. Wannäsa (1979), T. Flodena (1980), M.G. Kumpasa (1980), F. Stolarczyka (1980), W. Pożaryskiego i in. (1983), A.P. Brangulisa (1985), S.W. Kaniewa (1985), O.V. Vejbaeka (1985), W. Pożaryskiego (1986) oraz J. Znoski (1986, 1987).

Najważniejszymi strukturami wglębnymi na zachodzie są strefy: TEF i T-T; lineamenty: Olandii, SW Bałtyku, a na pozostałym obszarze lineamenty: Gotlandii – Niemna, Olandii – Tielszy, Hanö – Liepai, południowego Bałtyku i Wisły – Kułdigi. Dominujące dla tych lineamentów są kierunki zbliżone do NW – SE i NNW – SSE. System pozostałych dyslokacji nieciągłych na przeważającym obszarze syneklizy bałtyckiej, z wyjątkiem części zachodniej, charak-

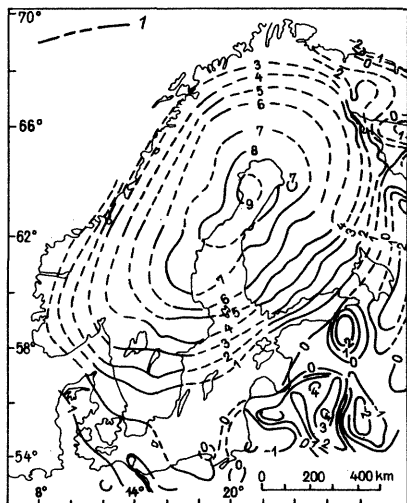


Fig. 8. Mapa współczesnych ruchów pionowych tarczy i syneklizy bałtyckiej (według N. Ballinga, 1984)

Map of the present vertical movements of the Baltic Shield and Syneclise (after N. Balling, 1984)

1 – izohipsy w metrach

1 – isohypses in metres

teryzuje się kierunkami subrównoleżnikowymi i subpołudnikowymi. W rejonie Bornholmu mozaika uskoków ma charakter bardziej diagonalny (fig. 9). System ten tworzy szereg niewielkich rowów tektonicznych i wypiętrzonych bloków, z których hipsometrycznie najwyższe położone są podniesienie Bornholmu (fig. 9, punkt 6) i podniesienie zrębowe Christiansö (fig. 9, punkt 8). Najgłębszym zapadliskiem jest rów Rønne (fig. 9, punkt 2), gdzie amplitudę zrzutu można ocenić na ponad 3 km – według O.V. Vejbaeka (1985); na sejsmicznej mapie czasowej różnica ta wynosi 1,5–2,0 s. Największy zrzut związany jest z południowo-zachodnią krawędzią syneklizy bałtyckiej wzdłuż uskoku transeuropejskiego, gdzie nowe badania sejsmiczne wykonane na zlecenie W.O. Petrobaltic wykazały zrzucenie skrzydła SW o ponad 5 km, a więc więcej niż to wynikało z wykonanego w 1976 r. międzynarodowego profilu sejsmicznego (A. Witkowski i in., 1979). Przesunięcia pionowe na pozostałym obszarze syneklizy są wielokrotnie mniejsze i wynoszą od kilkudziesięciu do 100 m.

Ustalenie wieku powstania poszczególnych dyslokacji nieciągłych w syneklizie bałtyckiej musi być dokonywane w sposób zindywidualizowany, bez zbytich uogólnień. Tak np., wyrażony wcześniej przez autora (A. Witkowski, 1974) pogląd, że dyslokacje południkowe są starsze, a równoleżnikowe młodsze, jest słuszny tylko dla wyniesienia Łeby i przyległego bloku w akwenie morskim. We wschodniej, radzieckiej części syneklizy, sytuacja jest odwrotna. Według P. Suwejdysa i in. (1979) w rejonie Kłajpedy–Liepai rozłamy wgłębne i uskoki o kierunku równoleżnikowym i subrównoleżnikowym powstały już w kambrze na przedplatformowych założeniach strukturalnych i najbardziej aktywne były w sylurze – dolnym dewonie, okresowo regenerując się w waryscyjskim i alpejskim cyklu tektonicznym (strefa niemieńska aktywna była od prekambriu po jurę). Inne dyslokacje (Liepai – Kułdigi) odznaczają się zróżnicowaną ruchliwością – wydzielane są jako uskoki w kompleksie kaledońskim, a fleksury w kompleksie hercyńskim.

Niektórzy autorzy (E.T. Bałaszow i in., 1972) usiłowali w kompleksie kaledońskim jeszcze bardziej uściślić wiek uskoków, wyróżniając trzy generacje dyslokacji: prekambryjską, preordowicką i postordowicką, co zakwestionował F. Stolarczyk (1980), przyjmując kaledoński i kaledońsko-waryscyjski wiek tak uskoków południkowych, jak i równoleżnikowych.

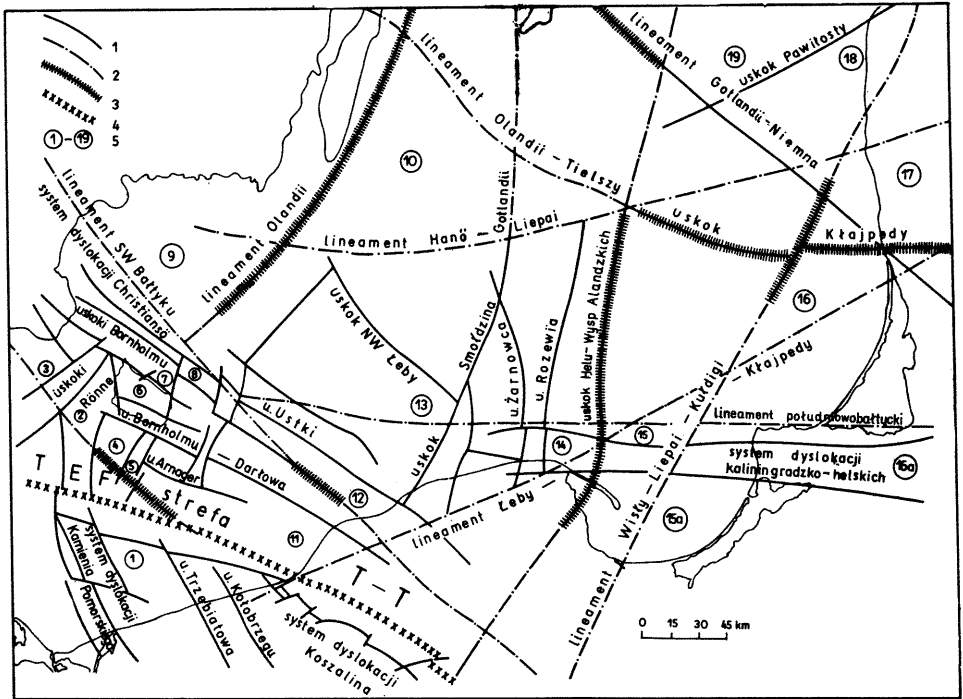


Fig. 9. Mapa jednostek tektonicznych południowego Bałtyku

Map of tectonic units of the Southern Baltic

1 – uskoki, 2 – lineamenty, 3 – strefy zbieżności uskoków i lineamentów, 4 – krawędź platformy prekambryjskiej, T-T – strefa Teisseyre'a-Tornquista, TEF – uskoki transeuropejski; 5 – regionalizacja tektoniczna: 1 – kaledońska depresja Bergen-Koszalina, 2 – rów Rønne, 3 – podniesienie Bornholm Gat, 4 – rów Arnager, 5 – podniesienie południowe Bornholmu, 6 – podniesienie Bornholmu, 7 – półrów Bornholm-Christiansö, 8 – podniesienie zrębne Christiansö, 9 – hemisyklina Hanö, 10 – monoklina Olandii-Gotlandii, 11 – blok Arnager-Darłowa, 12 – blok Bornholm-Ustki, 13 – blok morza – Łeby-Białogóry, 14 – blok morza – Żarnowca-Władysławowa, 15 – niecka gdańska, 15a – monoklina Krynicy Morskiej-Helu, 16 – depresja kurońska, 16a – wał kaliningradzko-helski, 17 – obniżenie Kłajpedy (jelgawskiej), 18 – podniesienie Liepai, 19 – niecka Gotlandii-Liepai

1 – faults, 2 – lineaments, 3 – zones of faults and lineaments overlapping, 4 – margin of the Precambrian Platform, T-T – Teisseyre-Tornquist Zone, TEF – Transeuropean Fault; 5 – tectonic regions: 1 – Bergen-Koszalin Caledonian Depression, 2 – Rønne Trough, 3 – Bornholm Gat Elevation, 4 – Arnager Graben, 5 – Southern Bornholm Elevation, 6 – Bornholm Elevation, 7 – Bornholm-Christiansö Hemigraben, 8 – Christiansö Horst, 9 – Hanö Hemisyncline, 10 – Öland-Gotland Monocline, 11 – Arnager-Darłowo Block, 12 – Bornholm-Ustka Block, 13 – the Sea – Łeba-Białogóra Block, 14 – the Sea – Żarnowiec-Władysławowo Block, 15 – Gdańsk Trough, 15a – Krynica Morska-Hel Monocline, 16 – Kuroń Depression, 16a – Kaliningrad-Hel Swell, 17 – Kłajpeda Depression, 18 – Liepaja Elevation, 19 – Gotland-Liepaja Trough

Nie ulega wątpliwości, że większość dyslokacji nieciągłych w syneklizie bałtyckiej powstała w końcu cyklu kaledońskiego i w waryscyjskim cyklu tektonicznym; część z nich zapewne wykorzystwała stare, przedplatformowe założenia strukturalne. W tektonicznym cyklu alpejskim uskoki te były regenerowane, rozwijały się również nowe dyslokacje, najliczniejsze w przykrawędziowej strefie platformy prekambryjskiej w rejonie Bornholmu oraz na granicy platform w związku z wypiętrzeniem wału pomorskiego.

Zakład Geologii Włębnej Niżu
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 22 grudnia 1989 r.

PIŚMIENNICTWO

- BALLING N. (1984) — Gravity and isostasy in the Baltic Shield. Eur. geotraverse, the northern segment. Strasbourg.
- BAŁASZOW E.T., KNIESZNER L., POLESZAK E. (1972) — Rozwój tektoniczny starszego paleozoiku w syneklizie perybałtyckiej. *Prz. Geol.*, **20**, p. 365–371, nr 8/9.
- CHAJN W.J. (1974) — Geotektonika ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R. (1979) — Mapa strukturalna stropu paleozoiku podcechszyńskiego. W: Atlas geologiczno-strukturalny południowej części Morza Bałtyckiego. Inst. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R., WITKOWSKI A. (1979) — Mapa strukturalna stropu ordowiku. W: Atlas geologiczno-strukturalny południowej części Morza Bałtyckiego. Inst. Geol. Warszawa.
- DEPOWSKI S., TYSKI S. (1968) — Budowa geologiczna syneklizy perybałtyckiej i warunki występowania bituminów. *Prz. Geol.*, **16**, p. 324–330, nr 7.
- FLODEN T. (1980) — Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Central Baltic. *Acta Univ. Stock. Contr. Geol.*, **35**.
- FLODEN T. (1986) — Tectonic structure of the sea areas surrounding Sweden. *WTI des 27/1986*, p. 87–101, Berlin.
- GÓRECKI W., NEY R., STRZETELSKI W. (1979) — Rozwój paleostrukturalny kambru w aspekcie poszukiwań złóż węglowodorów w południowej części Bałtyku. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN. Krak.*, **103**, p. 7–56.
- GÓRECKI W., STRZETELSKI W. (1984) — Uzasadnienie perspektyw ropo-gazonośności utworów kambru starej platformy. W: Ocena prognoz i efektywności poszukiwań ropy i gazu ziemnego w Polsce, p. 95–121. *Mat. Konf. AGH. Kraków*.
- GUDELIS W.K., JEMIELIANOW J.M. (1982) — Geologia Morza Bałtyckiego. Wyd. Geol. Warszawa.
- JAWOROWSKI K. (1971) — Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowland. *Acta Geol. Pol.*, **21**, p. 519–571, nr 4.
- JAWOROWSKI K. (1979) — Transgresja morza kambryjskiego w północnej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **94**.
- JAWOROWSKI K. (1982) — Warunki sedymentacji prekambru i kambru w północnej Polsce. *Prz. Geol.*, **30**, p. 220–224, nr 5.
- JAWOROWSKI K. (1986) — Sedymentacja osadów wendu i kambru. W: *Hel IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, z. 63, p. 129–143.
- KOTAŃSKI Z. (1977) — Rozwój paleotektoniczny wyniesionej części starej platformy w Polsce w wałdaju i w kambrze. *Biul. Inst. Geol.*, **303**, p. 15–40.
- KUMPAS M.G. (1980) — Seismic stratigraphy and tectonic, in Hanö Bay, Southern Baltic. *Acta Univ. Stock. Contr. Geol.*, **34**, nr 4.
- LENDZION K. (1982) — Korelacja stratygraficzna kambru syneklizy perybałtyckiej w Polsce. *Prz. Geol.*, **30**, p. 213–219, nr 5.
- LENDZION K. (1983a) — Biostratygrafia osadów kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, p. 669–694, nr 4.
- LENDZION K. (1983b) — Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. *Pr. Inst. Geol.*, **105**.
- ŁYDKA K., ARAKELJANC M.M., MIŁOVSKI A.V. (1984) — The age of the oldest sedimentary cover of the Precambrian basement in Northern Poland. *Bull. Pol. Acad. Earth Sc.*, **32**, p. 13–25, nr 1–4.
- MOTYL-RAKOWSKA J. (1976) — Rola uskoków w migracji i akumulacji bituminów w utworach paleozoicznych polskiej, wschodniej części syneklizy bałtyckiej. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- POŻARYSKI W. (1977) — The Caledonian Epoch in the Epi-Gothian Platform and its border zone. W: *Geology of Poland*, **4** — Tectonics, p. 175–207. *Inst. Geol. Warszawa*.
- POŻARYSKI W. (1986) — Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej. *Prz. Geol.*, **34**, p. 117–127, nr 3.

- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., TOMCZYK H. (1982) – O heterochroniczności linii Teisseyre'a-Tornquista. *Prz. Geol.*, **30**, p. 569–574, nr 11.
- POŻARYSKI W. i in. (1983) – Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu. 1:1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W. i in. (1985) – Tablica stratygraficzna obszaru Polski i krajów ościennych na tle Europy Centralnej. Wyd. Geol. Warszawa.
- STOLARCZYK F. (1980) – Powstanie lokalnych form tektonicznych w polskiej części syneklizy perybałtyckiej na tle rozwoju geologicznego całej jednostki. *Acta Geol. Pol.*, **29**, p. 519–558, nr 4.
- SUWEJZDIS P. (1968) – Rola ruchów kaledońskich i hercyńskich w rozwoju tektonicznym obszaru nadbałtyckiego. *Kwart. Geol.*, **12**, p. 797–811, nr 4.
- TOMCZYK H. (1983) – Sylur. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **103**, p. 72–77.
- TOMCZYK H., TOMCZYKOWA E. (1978) – The development of the Prototethys Ocean and its influence on the differentiation of Paleozoic deposits in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre*, **26**, p. 103–118, nr 2.
- TOMCZYKOWA E., TOMCZYK H. (1979) – Stratigraphy of the Polish Silurian and Lower Devonian and development of the Proto-Tethys. *Acta Palaeont. Pol.*, **24**, p. 165–183, nr 1.
- VEJBAEK O.V. (1985) – Seismic stratigraphy and tectonic of sedimentary basins around Bornholm Southern Baltic. *Danm. Geol. Unders, Ser. A*, nr 8.
- WANNÄS K. (1979) – Tectonic structures in the Bornholm Gat, Southern Baltic. *Acta Univ. Stock. Contr. Geol.*, **34**, nr 1.
- WITKOWSKI A. (1974) – Budowa geologiczna rejonu Żarnowca. *Kwart. Geol.*, **18**, p. 564–584, nr 3.
- WITKOWSKI A. i in. (1979) – Atlas geologiczno-strukturalny południowej części Morza Bałtyckiego. Inst. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1966) – Jednostki tektoniczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. *Kwart. Geol.*, **10**, p. 646–665, nr 3.
- ZNOSKO J. (1986) – O międzynarodowej mapie tektonicznej SW krawędzi platformy wschodnio-europejskiej. *Prz. Geol.*, **34**, p. 545–552, nr 10.
- ZNOSKO J. (1987) – Mapa tektoniczna SW brzegu platformy wschodniej Europy (IGCP 86) – uwagi i impresje. *Prz. Geol.*, **35**, p. 3–8, nr 1.
- АФАНАСЬЕВ Б.Л. и др. (1977) – Геологическое строение и нефтегазоносность акваториальной Балтийской синеклизы. Изд. Зинатне. Рига.
- АРТАМОНОВ М.А., ВОСТКОВ Е.Н., ШЕРЕМЕТ О.Г. (1978) – Разломная тектоника Балтийской синеклизы и прилегающей территории по космическим и геологогеофизическим данным. *Изв. Выс. Уч. Зав. и Разв.*, № 10, стр. 141–146.
- БРАНГУЛИС А.П. (1985) – Венд и кембрий Латвии. Изд. Зинатне. Рига.
- ВОЛКОЛАКОВ Ф.К. (1973) – Палеотектоническая характеристика Балтийской синеклизы в додевонское время. В: Проблема региональной геологии Прибалтики и Белоруссии, стр. 115–129. Изд. Зинатне. Рига.
- ГЕОДЕКИЯН А.А. и др. (1976) – Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Центральной Балтики. Изд. Наука. Москва.
- ЗИНОВЕНКО Г.В. (1986) – Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. Изд. Наука. Минск.
- КАНЕВ С.В. (1985) – Тектоническая структура акваториальной части Балтийской синеклизы. *Мат. Конф. Петробалтик. Гданьск.*
- СУВЕЙЗДИС П. и др. (1979) – Тектоника Прибалтики. Изд. Мокслас. Вильнюс.

Анджей ВИТКОВСКИ

ЭВОЛЮЦИЯ И ТЕКТОНИКА ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Резюме

Структурные основания балтийской синеклизы следует связывать с доплатформенным этапом развития южного склона балтийского щита. Фрагменты самого древнего покрова, датированно на йотник (ок. 1,5 МА) находятся на острове Готска Сандэн. На большей части этой территории осадочный покров начинается обломочными отложениями венда, которые являются осадками конусов выноса (К. Яворовски, 1979, 1982), переходящими постепенно в осадки нижнего кембрия. По исследованиям К. Лыдки и др. (1984) серия венда может продолжаться выше чем это принимали до сих пор.

Осадочные докембрийские отложения только местно в восточной части синеклизы отделены четким несогласием от младших осадков каледонского тектонического цикла.

Реконструкция вендско-нижнекембрийского седиментационного бассейна была проведена на основании упрощенного палеоструктурного анализа (фиг. 2) с выделением меридианового гемиянтиклинального поднятия Оляндии, широтного — Клайпеды и диагонального — Калининграда. Показатель субсиденции равняется для венда — нижнего кембрия 0,91 — 4,1 мм/1000 лет, а для нижнего кембрия 3,3 — 15 мм/1000 лет.

В среднем и верхнем кембрии произошла структурная перестройка и расформирование ранних палеоструктур (фиг. 3). Показатель субсиденции в среднем кембрии равнялся 4,35 — 14,3 мм/1000 лет, а в верхнем кембрии только 0,95 мм/1000 лет. Очередная перестройка бассейна произошла в ордовике (фиг. 4), четко обозначились структуры Борнхольма и Слупска. Ось субсиденции переместилась к СВ и в районе Лепая погружение превышало 2000 м; показатель субсиденции небольшой, равняется 0,75 — 3,7 мм/1000 лет. Эти палеоструктуры расформировались в результате нижнесилурийской субсиденции (фиг. 5), которая резко увеличилась в прибрежной зоне платформы. Показатель субсиденции колеблется в пределах 11,5 — 115 мм. Углубление дна бассейна продолжается в верхнем силуре и в прибрежной зоне превышает 250 мм/1000 лет. Девонская субсиденция гораздо меньше, лабильные зоны расположены иначе чем в силуре.

На территории польской части балтийской синеклизы, в пределах каледонского структурного комплекса выделены следующие структурные ярусы: вендско-среднекембрийский, кембрийско-тремадокский и аренигско-жединский.

В развитии каледонского тектонического цикла, согласно В.Й. Хайну (1974), в синеклизе выделены: ранняя стадия, представленная красной континентальной субформацией и трансгрессивной терригенической формацией (венд — тремадок), средняя стадия — карбонатно-глинистые формации (арениг — венлок), поздняя стадия — регрессивная морская формация — терригенически-глинистая и эвапоритово-карбонатная.

Балтийская синеклиза является гетерохронической структурой, ее формирование было дифференцированное во времени. Раньше всего произошло поднятие мазурско-белорусского массива, который является ЮВ окаймлением синеклизы (нижний и средний девон), позже всего — северо-западная часть (после визена). Окончание разнообразных поднимающих движений в восточной части синеклизы произошло в пещштейне — нижнем триасе (Ф. Столярчик, 1980). Влияние альпийской тектонической эпохи, выраженное главным образом развитием несплошной тектоники было большее в прибрежной части платформы, чем в центральной и восточной частях. В настоящее время балтийский щит и большая часть балтийской синеклизы подвергаются изостатическим поднимающим движением, наиболее интенсивным в районе Ботнического залива (фиг. 8).

Древнепалеозойский комплекс подвергнут сильным дислокациям, он разделен на 21 структурных единиц (фиг. 9).

Выделен ряд линеаментов, которые могут представлять собой глубинные разломы в кристаллическом фундаменте или в осадочном покрове. Часть линеаментов покрывается с линиями сбросов, определенных на основании геолого-геофизических исследований (фиг. 9). Преобладают направления СЗ–ЮВ и ССВ–ЮЮЗ; величины сдвига сбросов в западной части равняются свыше 3 км, а на остальной области многократно меньше — с нескольких десятков до 100 м. Эти сбросы образовались в разных тектонических эпохах, часто они были регенерированы на древних структурных основаниях. Преобладают дислокации варьиского тектонического цикла.

Andrzej WITKOWSKI

EVOLUTION AND TECTONICS OF THE LOWER PALAEOZOIC STRUCTURAL COMPLEX IN THE SOUTHERN BALTIC

S u m m a r y

Structural foundations of the Baltic Syncline should be connected with a pre-platform stage of evolution of the Southern slope of the Baltic Shield. Fragments of the oldest cover, dated as Jotnian (about 1.5 MA) are known among others from Gotska Sandön Island. In the majority of the area the sedimentary cover begun with the Vendian clastic deposits described as fluvatile fan deposits (K. Jaworowski, 1979, 1982) gradually passing into the Lower Cambrian deposits. According to K. Lydka et al. (1984) the Vendian series may continue higher on than it was assumed.

The Precambrian sedimentary rocks are separated by well marked disconformity from the younger rocks of Caledonian tectonic cycle only locally in the eastern part of the syncline.

Configuration of the Vendian—Lower Cambrian sedimentary basin was reconstructed on the basis of simplified palaeostructural analysis (Fig. 2); the meridional hemianticlinical Oland Elevation, parallel Klaipeda Elevation and diagonal Kaliningrad Elevation were distinguished. The subsidence index for Vendian—Lower Cambrian is 0.91 to 4.1 mm/1000 years, for Lower Cambrian 3.3—15 mm/1000 years.

In the Middle and Upper Cambrian took place a structural reconstruction and transformation of early palaeostructures (Fig. 3). The subsidence index in Middle Cambrian was 4.35 to 14.3 mm/1000 years, in Upper Cambrian merely 0.95 mm/1000 years. A next reconstruction of the basin took place in Ordovician (Fig. 4); palaeostructures of Bornholm and Słupsk were well marked. The subsidence axis was displaced north-east and in the Liepaja region an immersion exceeded 2000 m; the subsidence index is small and is equal from 0.75 to 3.7 mm/1000 years. These palaeostructures were transformed as a result of the Lower Silurian subsidence (Fig. 5), which rapidly increased near the marginal zone of the platform. The subsidence index ranges from 11.5 to 115 mm/1000 years. Deepening on the basin bottom continued in Upper Silurian and exceeded 250 mm/1000 years near the marginal zone. The Devonian subsidence was considerably lower, the system of labile zones (Fig. 6) differed from that of Silurian.

In the area of the Polish part of the Baltic Syncline, within the Caledonian structural complex the following structural stages were distinguished: Vendian—Middle Cambrian, Cambrian—Tremadocian and Arenigian—Gedinnian.

After W.J. Chajin (1974) in the Caledonian tectonic cycle there were distinguished in the syncline the early stage represented by the red continental subformation and transgressive terrigenous

formation (Vendian – Tremadocian), middle stage – carbonate clayey (Arenigian – Wenlock), late stage – regressive marine terrigenous-clayey and evaporite-carbonate formation.

The Baltic Syncline is a heterogeneous structure, differentially shaped in time. The Masovian-Byelorussian Massif building the SE framework of the syncline was uplifted as first (Lower – Middle Devonian), the north-western part as the latest (after Visian). The end of differentiated uplifting movements in the eastern part took place in Zechstein – Lower Triassic (F. Stolarczyk, 1980). Influence of the Alpine tectonic epoch expressed mainly by development of discontinuous tectonics was more dominant in the SW near-margin part of the platform than in the central and eastern area. Recently, the Baltic Shield and most part of the Baltic Syncline influences isostatic uplifting movements, most intensive in the Bothnia Gulf (Fig. 8).

The Lower Palaeozoic complex has been divided into 21 strongly dislocated structural units (Fig. 9).

There have been distinguished a lot of lineaments that may determine deep fractures in the crystalline basement or in sedimentary cover. A part of lineaments overlaps with fault lines, determined by geophysical-geological survey (Fig. 9). NW – SE and NNE – SSW directions are dominant; the magnitude of the faults thrust in the western part is tremendous (over 3 km) but in the remaining area is multiply smaller – tens to one hundred meters. These faults were formed in various tectonic epochs, often they were regenerated over old structural foundations. The Variscan dislocation are dominant.