

FLORIAN STOLARCZYK

Powstanie lokalnych form tektonicznych w polskiej części syneklizy perybałtyckiej na tle rozwoju geologicznego całej jednostki

FORMATION OF LOCAL STRUCTURAL FORMS IN THE POLISH PART OF THE
PERI-BALTIC SYNECLISE IN THE BACKGROUND OF THE GEOLOGICAL DEVELOP-
MENT OF THE WHOLE UNIT

STRESZCZENIE: W pracy wykazano związek genetyczny lokalnych form tektonicznych z budową krystalicznego podłoża oraz z istnieniem w jego obrębie stref dyslokacyjnych aktywnych w czasie tworzenia się pokrywy osadowej.

Rozwój lokalnych form strukturalnych w kompleksie osadowym rozpoczął się już w początkowym okresie sedimentacji. Główne fazy formowania się tych form przypadają na koniec syluru (faza ardeńska) oraz na przełomie karbonu dolnego i górnego (faza sudecka). Powstałe w starszym paleozoiku dodatnie formy strukturalne znalazły swoje odbicie w zwiększonych miąższościach anhydrytów cechsztyńskich, w tym głównie anhydrytu dolnego cyklotemu Z₁.

WSTĘP

Podczas poszukiwań bituminów w północno-wschodniej Polsce zebrano znaczną ilość informacji o budowie geologicznej syneklizy perybałtyckiej. Synekliza perybałtycka w granicach Państwa Polskiego obejmuje obszary położone na wschód od okolic Słupska oraz na północ od Olsztyna i Suwałk.

Rozpoznanie geologiczne tego obszaru jest nierównomierne. Lepiej poznana jest jego część wschodnia, położona na wschód od Wisły. Osiągnięto tu kambr lub podłoże krystaliczne w około 60 otworach wiertniczych. Natomiast w zachodniej części syneklizy wykonano zaledwie 20 wierceń badawczych i poszukiwawczych (fig. 1). Zakres prac geofizycznych we wschodniej części syneklizy jest także ponad dwukrotnie większy.

Podstawowym materiałem dla przedstawionych w pracy koncepcji są wyniki wierceń i badań sejsmicznych. Połowa profili otworów została opracowana przez

autora. Nawiązano przy tym do pełniej rdzeniowanych i udokumentowanych paleontologicznie wierceń Instytutu Geologicznego.

W czasie rozważań nad wyodrębnieniem i rozwojem form tektonicznych przeprowadzono analizę gradientu miąższościowego poszczególnych serii skalnych oraz analizę zmian litofacji. W celu określenia dodatknych elementów strukturalnych w syneklizie perybałtyckiej zestawiono także pomiary temperatury w otworach wiertniczych (fig. 19) i przybliżonych wartości stopnia geotermicznego (fig. 20). Wykorzystano przy tym pomiary profilowania termicznego w otworach wiertniczych oraz pomiary temperatur wykonane w czasie opróbowania w otworach próbnikami złoża stropowych partii kambru. Przybliżoną wartość stopnia geotermicznego określono w otworach wiertniczych w przedziale od stropu kredy do siropu kambru. Ponieważ piaszczysto-zlepieńcowaty charakter osadów kenozoicznych ułatwia wymianę wód infiltracyjnych powodując sezonowe zmiany temperatury w tej strefie, w obliczeniach pominięto ten odcinek profilu.

Z uwagi na brak w większości otworów drugiego punktu pomiaru, koniecznego do obliczeń gradientu geotermicznego, przyjęto dla poszczególnych otworów szacunkowe wartości temperatur, analogiczne do tych, jakie zostały pomierzone w najbliższych otworach.

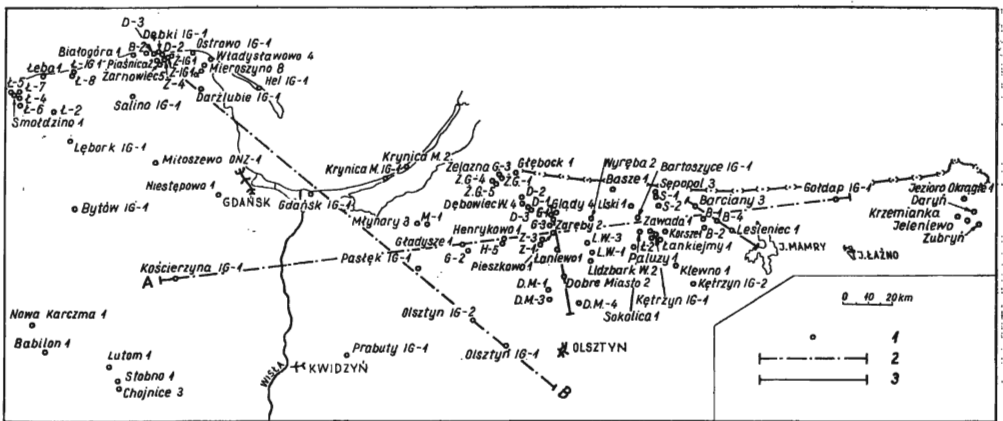


Fig. 1. Mapa sytuacji otworów wiertniczych oraz opracowanych przekrojów (Sketchmap showing the position of boreholes and of the profiles under investigation)

1 — otwory wiertnicze (borehole), 2 — regionalne przekroje geologiczne (regional geological sections), 3 — przekroje paleotektoniczne (paleotectonic sections)

Przy rekonstrukcji rozwoju geologicznego syneklizy perybałtyckiej szczególną uwagę zwrócono na przerwy sedymentacyjne połączone z erozją; znaczą one bowiem momenty najbardziej intensywnych ruchów kształtujących określone formy tektoniczne paleozoiku. W kompleksie paleozoicznym najwięcej uwagi poświęcono osadom kambru, gdyż w prognozach ropo- i gazonośności uważa się je jako najbardziej perspektywiczne.

W zakończeniu uwag wstępnych pragnę złożyć serdeczne podziękowanie prof. dr hab. W. Grocholskiemu za cenne i życzliwe uwagi metodyczne oraz wiele konstruktywnych dyskusji w czasie opracowywania tematu.

Szczególą wdzięczność winien jest autor doc. S. Tyskiemu za udostępnienie literatury i wielu danych dotyczących zwłaszcza radzieckiej części syneklizy perybałtyckiej oraz za możliwość przedyskutowania wielu problemów spornych i słowa zachęty do pracy nad tym tematem.

Dyrekcji Przedsiębiorstwa Poszukiwań Nafty i Gazu w Wołominie składam podziękowanie za umożliwienie wykonania niniejszej pracy.

POŁOŻENIE I PODZIAŁ OBSZARU BADAŃ NA TLE ROZWOJU GEOLOGICZNEGO

Znaczna część syneklizy perybałtyckiej znajduje się poza granicami Polski na obszarze Litwy, Łotwy oraz obwodu kaliningradzkiego ZSRR i w przyległej morskiej strefie Bałtyku (fig. 2).

To rozległe obniżenie zajmujące w zachodniej części platformy wschodnio-europejskiej obszar około 120 tys. km² (Paasikivi & Zakashanskij 1965) ograniczone jest od północy tarczą bałtycką,

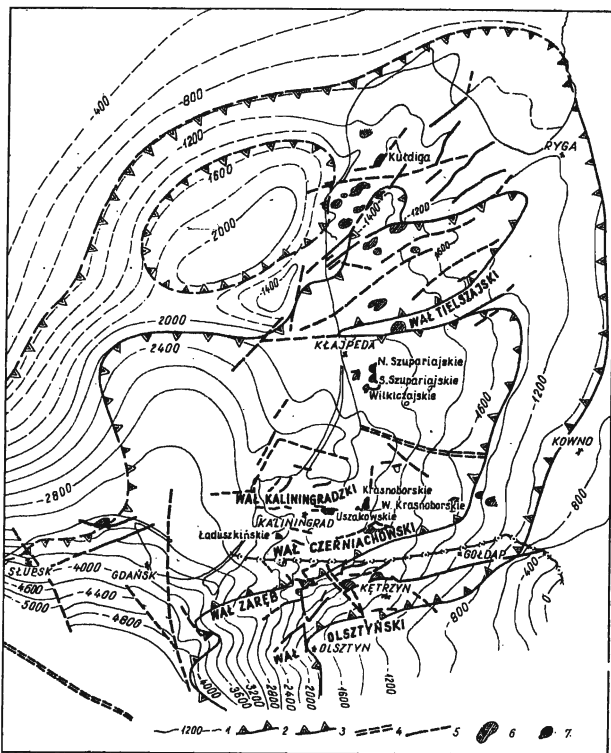


Fig. 2. Schematyczna mapa tektoniczna syneklizy perybałtyckiej (Diagrammatic tectonic map of the peribaltic syncline) zestawiona przez (compiled by) Goldberg & Ruchowiec, 1972; w polskiej części uzupełniona przez (the Polish part supplemented by) Stolarczyk 1977

1 — izohipsy stropu podłoża krystalicznego, p.p.m. (isohypes of the top of the crystalline substratum, u.s.l.), 2 — umowna granica syneklizy perybałtyckiej (arbitrary boundary of the peribaltic syncline), 3 — granice obniżenia w kompleksie staropaleozoicznym (boundaries of depressions in the Old Paleozoic complex), 4 — uskoki w podłożu krystalicznym stwierdzone badaniami grawimetrycznymi i magnetycznymi (faults in the crystalline substratum observed by gravimetric and magnetic investigations), 5 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne w staropaleozoicznym kompleksie osadowym (faults, observed or supposed in the Old Paleozoic sedimentary complex), 6 — struktury lokalne w kompleksie staropaleozoicznym (local structures in the Old Paleozoic complex), 7 — struktury, z których otrzymano przemysłowy przepływ ropy naftowej (structures yielding crude oil on a commercial scale)

a od południa wyniesieniem mazurko-suwałskim. Obniżenie to zaznacza się przede wszystkim w morfologii stropu prekambryjskiej platformy krystalicznej (fig. 2, 7) i wypełnione jest osadami, głównie dolnopaleozoicznymi (fig. 23). Osady dewonu i karbonu w centralnej części syneklizy, a przede wszystkim jeszcze młodsze serie permomezozoiczne, charakteryzują się odmiennymi planami strukturalnymi.

Powstanie obniżenia perybałtyckiego uwarunkowane było zróżnicowaną budową platformy prekambryjskiej oraz obecnością w jej obrębie stref nieciągłości tektonicznych, żywych na przestrzeni długiej historii geologicznego rozwoju omawianego obszaru.

Jak wynika z prac Juskowiaka (1962, 1965), Ryki (1964), Kubickiego & al. (1972) i innych, zbiornik sedimentacyjny obniżenia perybałtyckiego rozwinął się w głównej mierze na kompleksie skał intruzywnych postsveko-karelskich rapakivi-podobnych i anortozytowych.

Początek ruchów wyraźnie kształtujących syneklizę perybałtycką Suwejdżis (1968) odnosi do wenloku. Paasikivi & Zakashanskij (1965), oraz Depowski & Tyski (1968) przyjmują, że synekliza zarysowała się już w kambrze. Natomiast Znosko (1966) uważa, że formowanie się obniżenia perybałtyckiego rozpoczęło się przed wendem. Na podstawie analizy rozwoju pokrywy osadowej można wykazać, że synekliza perybałtycka zarysowała się już w kambrze dolnym. W pokrywie osadowej, w większości pochodzenia morskiego, można wyróżnić dwa główne kompleksy skał: kompleks staropaleozoiczny i kompleks permo-mezozoiczny. Zakłada się, że przed sedimentacją osadów kambryjskich synekliza perybałtycka nie stanowiła oddzielnego obniżenia w morfologii podłoża, a rozwój pokrywy osadowej poprzedzony był okresem erozji podłoża krystalicznego, w czasie którego nie nastąpiło jednak jego całkowite spenepienizowanie. Powierzchnię platformy generalnie pochyloną ku SW urozmaicały pewne deniwelacje, mające zazwyczaj kształt równoleżnikowo wydłużonych wałów. Ich amplitudy sięgały niekiedy setki metrów, jak na przykład wyniesienie Zaręb w polskiej części syneklizy perybałtyckiej (Stolarczyk & Tyski 1972b), wał olsztyński (Pisz—Olsztyn) w obrębie wyniesienia mazurko-suwałskiego, masyw dolno-niemeński w osiowej części syneklizy (Suwejdżis 1968) lub inne wyniesienia położone bardziej na północ (Depowski & Tyski 1968).

Najstarsze ogniwa kambru platformowego wykształcone są w postaci pstrych utworów piasczysto-zlepieńcowatych. Ich występowanie ograniczone jest do brzeżnej, najbardziej obniżonej części platformy. Stwierdzono je na zachód od otworów: Hel *IG-1*, Gdańsk *IG-1*, Prabuty *IG-1* (Lendzion 1970, 1976a; Bednarczyk 1972; Bednarczyk & Turnau-Morawska 1975). Ta brzeżna część w zaraniu kambru stanowiła zapewne obniżone skrzydło południkowej strefy dyslokacyjnej o wcześniejszych założeniach. W środkowej części kambru dolnego sedimentacją objęty został, poza lokalnymi wyniesieniami, cały obszar polskiej części platformy. Nie wyklucza to wcześniejszej sedimentacji w obniżonych strefach (fig. 25). W ten sposób sedimentacja dolno-kambryjska prowadziła do wyrównania dość urozmaiconego reliefu platformy.

Pod koniec kambru dolnego miały miejsce zróżnicowane ruchy wznoszące połączone miejscami z procesami erozji. W otworze Żarnowiec *IG-1* brak jest osadów najwyższego piętra kambru dolnego tj. piętra protolenusowego (Lendzion 1976b). Na podstawie korelacji karotażowych w otworach usytuowanych na północnym zboczu wyniesienia mazurko-suwałskiego, jak Klewno-*I*, Dobrze Miasto-*I*, można wysunąć przypuszczenie o braku najwyższych ogniw kambru dolnego. Ogniwa te występują w profilach otworów położonych nieco na północ w Kętrzynie *IG-1*, Lidzbarsku Warmińskim-3. Jest to przypuszczalnie związane z nieznacznym ogólnym podniesieniem w tym czasie wyniesienia mazurko-suwałskiego oraz powstaniem obniżenia akcentującego początek rozwoju syneklizy perybałtyckiej.

W zachodniej osiowej części syneklizy perybałtyckiej, jak wykazały prace Bednarczyka (1972) i Bednarczyka & Turnau-Morawskiej (1975), sedimentacja trwała nieprzerwanie do kambru środkowego. Niepokój tektoniczny na przelomie kambru dolnego i środkowego wyraził się w tej części basenu sedimentacyjnego powstaniem piaszczysto-ilastej serii z glaukonitem wyróżnionej przez Bednarczyka (w: Bednarczyk & Turnau-Morawska 1975) pod nazwą formacji łebskiej, a stratygraficznie odpowiadającej poziomowi protolenusowemu, a po części (w spągu) także Zonie Holmia kierulfi, a w stropie Zonie *Eccaparadoxides insularis* kambru środkowego. Najbardziej obniżona

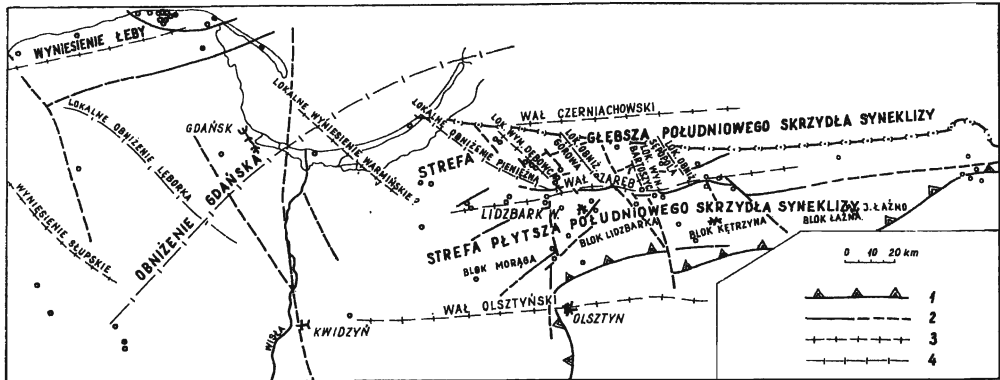


Fig. 3. Tektoniczny szkic i podział polskiej części syneklizy perybałtyckiej (Tectonic map and the subdivisions of the Polish part of the peribaltic syncline)

1 — umowna granica syneklizy perybałtyckiej (arbitrary boundary of the peribaltic syncline), 2 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults), 3 — dłuższe osie podniesień paleozoicznych (longer axes of the Paleozoic elevations), 4 — dłuższe osie obniżzeń paleozoicznych (longer axes of the Paleozoic depressions)

strefa, wyznaczona największymi miąższościami kambru dolnego (fig. 1, 9) przebiegała prawie równoleżnikowo od okolic Kościerzyny w kierunku Kętrzyna i Wilna. Transgresywnie i niezgodnie na kambrze dolnym leży kambr środkowy. Jego zmiany miąższości i zmiany facjalne wskazują na wyraźniejsze jeszcze niż w dolnym kambrze ogólne pochylenie platformy w kierunku SW. W kambrze środkowym obserwuje się znacznie większe zmiany w rozprzestrzenieniu facji niż w kambrze dolnym. Zmiany te zachodziły głównie wzdłuż aktywnych w czasie sedymentacji stref dyslokacyjnych o kierunkach zbliżonych do zachodniego brzegu platformy (Stolarczyk & Tyski 1972b).

We wschodnim obszarze badań pod koniec kambru środkowego w fazie świetokrzyskiej nastąpiła przerwa sedymentacyjna połączona, podobnie jak po kambrze dolnym, z erozją (fig. 5, 24, 25). W zachodniej części syneklizy perybałtyckiej zdaniem Lendzion (1976a, 1976b) luka sedymentacyjna obejmuje piętro *Paradoxides forchhammeri*. Szczegółowa analiza korelacyjna profili kambru Bednarczyka (1975) wykazuje, że w rejonie Łeby odpowiednikiem piętra *Paradoxides forchhammeri* może być piaszczysto-glaukonitowa formacja białogórska.

Z zestawienie miąższości i występowania poszczególnych ogniwi kambru środkowego wynika, że osiowa strefa zbiornika sedymentacyjnego przesunęła się nieco na północ i przebiegała od wyniesienia Łeby równoleżnikowo do południowych okolic Kaliningradu.

Osady górnego kambru leżą niezgodnie na różnych ogniwach osadów środkowokambryjskich (fig. 5) i w polskiej części obniżenia perybałtyckiego znane są głównie z wyniesienia Łeby (Lendzion 1970, 1976a, 1976b; Bednarczyk 1972, Bednarczyk & Turnau-Morawska 1975). Jest to niezbyt miąższa seria osadów głównie klastycznych z podrzędnymi wkładkami węglanów. Nie stwierdzono ciągłej pokrywy tego wieku utworów na południe i wschód od otworów Prabuty IG-1, Młynary 1 i 3. Znane są one natomiast z obszaru położonego na północ od granicy państwa w obwodzie kaliningradzkim. Ponadto Szymański (1976) stwierdza ich strzępy i płyty także w niektórych innych otworach wschodniej syneklizy. Osady te wypełniają osiową strefę, odziedziczonego po środkowym kambrze, zbiornika sedymentacyjnego. Na przełomie kambru i ordowiku występuje na zachodzie luka sedymentacyjna (Lendzion 1970, 1976a, Bednarczyk 1972, Bednarczyk & Turnau-Morawska 1975). Ku wschodowi zaś przerwa sedymentacyjna połączona była z erozją i obejmowała także stopniowo kambr środkowy.

Utwory kambru przykryte są przez osady arenigu, a miejscami temadoku (Bednarczyk 1968, Lendzion 1970, Modliński & Szymański 1972). Piaszczysto-zlepieńcowate osady temadoku stwierdzono po stronie radzieckiej, a także we wschodniej polskiej części syneklizy (Bednarczyk 1968, Modliński & Szymański 1972, Szymański 1974). Miąższości ich nie przekraczają 3 m. Zdaniem

Modlińskiego i Szymańskiego (op. cit) osady te tworzyły się w zbiorniku sedimentacyjnym, który miał znacznie szerszy zasięg i obejmował także zachodnie rejon synklizy oraz wyniesienie mazursko-suwalskie i obniżenie podlaskie.

Według Korkutisa (1965), a także Männila (1966) linia brzegowa basenu tremadockiego przechodziła w pobliżu obecnej granicy rozprzestrzenienia utworów tego wieku. Brak utworów tremadoku w otworach położonych w sąsiedztwie obecnego wyniesienia mazursko-suwalskiego i w zachodniej części synklizy wskazuje na względne podniesienie tych obszarów w czasie sedimentacji lub bezpośrednio po niej (Modliński & Szymański 1972). Podkreślić tu należy dalsze, choć bardzo nieznaczne podniesienie anteklizy mazursko-suwalskiej w okresie przedarenidzkim.

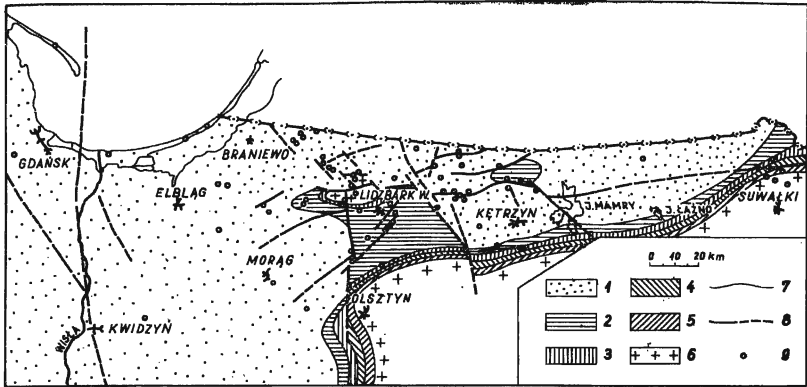


Fig. 4. Mapa geologiczna odkrytej powierzchni stropowej osadów kambru dolnego (Solid geologic map — without Quaternary cover — of the top surface of Lower Cambrian deposits)

1—5 — wyróżnione kompleksy korelacyjne w osadach kambru dolnego (differentiated correlative complexes in Lower Cambrian deposits): 1 — Cm_1C , 2 — Cm_1B_2 , 3 — Cm_1B_1 , 4 — Cm_1A_2 , 5 — Cm_1A_1
6 — utwory prekambry (Precambrian deposits)

Transgresja morska w areniegu, podobnie jak i w kambrze postępowała od zachodu. Objęła ona swym zasięgiem cały zachodni skraj platformy wschodnio-europejskiej. Wschodnia granica zasięgu ordowickiego zbiornika sedimentacyjnego trudna jest dziś do ustalenia.

W ordowiku platformowym Polski Modliński (1975a) stwierdza w rozprzestrzenieniu i miąższości skał węglanowych strefowość równoległą do brzegu platformy prekambryjskiej.

Ogólnie jednak, zarówno od zachodniego brzegu platformy ku wschodowi, jak również w przekroju od osiowej strefy facjalnej Männila (1966) na południe ku wyniesieniu mazursko-suwalskiemu węglanowość osadów ordowiku wyraźnie wzrasta przy równoczesnym zmniejszeniu się ich miąższości (Modliński 1975a, fig. 1, 2), co wskazuje, że w obszarze wyniesienia mazursko-suwalskiego morze ordowickie było znacznie płytsze. Sądząc po zmiennym udziale skał węglanowych ordowiku strefa najpłytszego morza przebiegała prawie równoleżnikowo w północnej części obecnego wyniesienia mazursko-suwalskiego, w kierunku Pisz i Olsztyna, naśladując zapewne wcześniejszy, bo jeszcze prekambryjski wał w obrębie krystalicznego cokołu platformy.

Strefa dyslokacyjna południkowa w okolicy ujścia Wisły zaakcentowana wyraźnie w kambrze, również i w ordowiku stanowiła wyraźną granicę stref facjalnych, to jest ilasto-marglistej na zachodzie (skałńskiej wg Männila, 1966) i wapienno-marglistej na wschodzie.

W końcu ordowiku, w wyniku wzmoczonej aktywności orogenicznej w geosynklinie, w obszarze platformowym doszło do zróżnicowanych ruchów podłoża (faza takońska, Bednarczyk 1968, Modliński 1969). Ruchy te w końcowym efekcie doprowadziły do zwiększenia ilości frakcji piaszczystej w osadach, a miejscami do przerwania sedimentacji i wynurzenia dna basenu. Potwierdza to brak górnego aszgilu w otworach Klewno-1 (Bednarczyk 1968), Gołdap IG-1 (Modliński 1969)

i erozyjny charakter granicy pomiędzy ordowikiem i sylurem w strefie północnego skrzydła wyniesienia mazursko-suwańskiego.

Na uwagę zasługuje także stwierdzenie przez Modlińskiego (1973, 1976) wyraźnej „wyniesionej burty” na skraju platformy, wyrażonej przede wszystkim małymi miąższościami ordowiku, wykształconego w facji ilastej.

Sylurski zbiornik sedymentacyjny stanowił kontynuację zbiornika ordowickiego. Ruchy epejrogeniczne fazy takońskiej zaznaczyły się na platformie zróżnicowanym wyniesieniem jej składowych, blokowych elementów strukturalnych. Podobnie jak w ordowiku, w miarę oddalania się od wyniesienia mazursko-suwańskiego w kierunku zachodnim, północnym i południowym (Langier-Kuźniarowa 1974b) głębokość zbiornika wzrastała. Osady syluru w tej głębszej strefie są w przeważającej mierze ilaste. Największe różnice facji występują w sylurze. Strefa Prabuty—Olsztyn—Mrągowo—Stoniszki w landowerze dolnym i środkowym wyraziła się osadzeniem tzw. wapieni gruzłowych, które w kierunku północno-zachodnim i zachodnim zastąpione są całkowicie przez fację ilastą. Wapieni gruzłowych nie stwierdzono dotychczas po południowej stronie wyniesienia mazursko-suwańskiego, w obniżeniu podlaskim, gdzie landower reprezentowany jest w facji ilastej i ilasto-marglistej. Należy zatem przypuszczać, że występowanie wapieni gruzłowych ograniczone było do północnej strefy obecnego wyniesienia mazursko-suwańskiego (Prabuty—Olsztyn—Mrągowo—Pisz—Barciany—Stoniszki). Na linii Olsztyn—Pasiek—Lębork zaznacza się ogólna redukcja miąższości osadów landoweru, związana, zdaniem Tomczyka (1976a), z istnieniem progu równoległego do brzegu platformy.

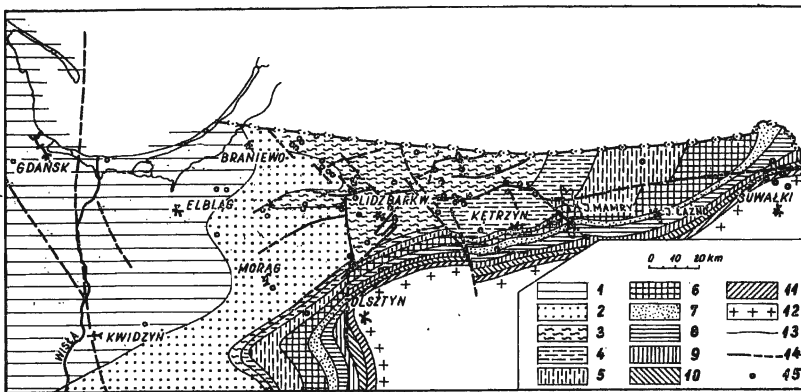


Fig. 5. Mapa geologiczna odkryta powierzchni stropowej osadów kambriu (Solid geologic map — without Quaternary cover — of the top surface of Cambrian deposits)

1 — osady kambriu górnego (Upper Cambrian deposits), 2—6 — wyróżnione kompleksy korelacyjne w osadach kambriu środkowego (differentiated correlative complexes in Middle Cambrian deposits): 2 — Cm_2C_3 , 3 — Cm_2C_2 , 4 — Cm_2C_1 , 5 — Cm_2B , 6 — Cm_2A

7—11 — wyróżnione kompleksy korelacyjne w osadach kambriu dolnego (correlative complexes differentiated in Lower Cambrian deposits): 7 — Cm_1C , 8 — Cm_1B_2 , 9 — Cm_1B_1 , 10 — Cm_1A_2 , 11 — Cm_1A_1

12 — utwory prekambriu (Pre-Cambrian deposits), 13 — granice stratygraficzne (stratigraphic boundaries), 14 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults), 15 — otwory wiertnicze (boreholes)

Począwszy od dolnego landoweru, w wyniku ogólnego pograżenia w obszarze syneklizy ustaliła się facja ilasta (Tomczyk 1969, Tyski 1969) przechodząca do wenloku, kiedy to morze miało najszerszy zasięg i głębokość. Pewne różnice występują jednakże we wschodniej części basenu, gdzie zjawiają się wkładki margliste. W tym czasie kształtowanie syneklizy było już bardzo wyraźne, na co zgodnie wskazuje wielu autorów (Depowski & Tyski 1968, Suwejdziś 1968, Tyski 1969, Motyl-Rakowska & Schoeneich 1971, Stolarczyk & Tyski 1972c, Motyl-Rakowska 1976 i inni). Potwierdza to także znaczny wzrost miąższości wenloku w miarę oddalania się na NW od wynie-

sienia mazursko-suwalskiego. W ludlowie górnym w skrajnie zachodniej części platformy stwierdzono wyraźny wzrost udziału materiału mułowcowego (Znosko 1962, Langier-Kuźniarowa 1974b). Brak grubszego materiału mułowcowego w obszarze bardziej płytkowodnym wschodnim zbiornika sedimentacyjnego wskazuje, zdaniem Znoski (1962) i Langier-Kuźniarowej (1974b), że ten grubszy materiał detrytyczny nie pochodzi z obszaru platformy, a jego źródła należy szukać na zachodzie. Skały piętrowe podlaskie zachowały się przed późniejszą erozją tylko w najgłębszej strefie obniżenia perybałtyckiego, przebiegającej od wyniesienia Łeby w kierunku Kaliningradu i dalej po północne okolice Kowna. Nie występują one jednak w najbardziej brzeżnej strefie platformy na skutek wydzwignięcia i głębszej erozji syluru w tej strefie (Pożaryski 1964, Pożaryski & Tomczyk 1974). Jak wykazały prace Tyskiego (1960, 1969), Depowskiego (1968), Pożaryskiego i Tomczyka (1974), a także Wasilauskasa (1965) oraz Polivko & Ulst (1969), ruchy wznoszące posylurskie najsilniej zaznaczyły się na wyniesieniu mazursko-suwalskim, oraz dalej na północ na mniejszych równoleżnikowych elementach strukturalnych o założeniach prekambryjskich, jak na wyniesieniu Liepaja-Saudus i na wyniesieniu tielszańskim. W wyniku tych ruchów morze wycofało się ku zachodowi. Jedynie w reliktowym basenie sedimentacyjnym ograniczonym do środkowej Litwy i łączącym się z geosynkinalnym morzem na zachodzie, nastąpiło wyraźne strefowe zróżnicowanie facjalne. W strefie przybrzeżnej osadziły się wówczas utwory dolomityczno-węglanowe, w nieco głębszej zaś wapień margliste i ilowce, a w osiowej, najgłębszej części zbiornika ilowce margliste głębokowodne. Z biegiem czasu facje przybrzeżne cofały się ku centrum basenu, znacząc kierunek regresji. Z rozkładu tych facji wynika, że obszar wyniesienia mazursko-suwalskiego nie mógł być objęty sedimentacją (Polivko & Ulst 1969).

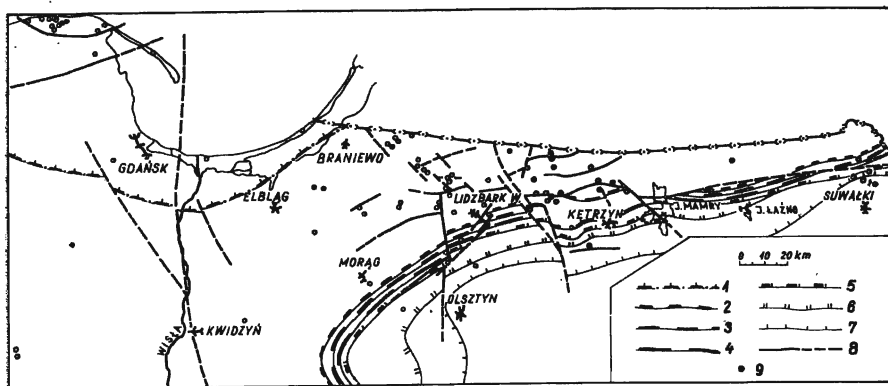


Fig. 6. Mapa geologiczna utworów podpermskich (Geological map of Sub-Permian deposits)

Zasięgi osadów (Occurrence ranges): 1 — syluru: piętro podlaskie (Silurian: Podlasie stage), 2 — syluru-ludlowu (Silurian-Ludlovian), 3 — syluru-wenlocku (Silurian-Wenlockian), 4 — syluru-landoweru (Silurian-Landoverian), 5 — ordowiku (Ordovician), 6 — kambru środkowego (Middle Cambrian), 7 — kambru dolnego (Lower Cambrian)
8 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults), 9 — otwory wiertnicze (boreholes)

Z początkiem dolnego dewonu nastąpiła wyraźna zmiana facji morskiej na kontynentalną i lagunową. Tylko w centralnej części tego zbiornika osadziły się jeszcze początkowo utwory węglanowo-ilaste, przechodzące ku brzegom w ilasto-piaszczyste. Terygeniczny materiał dostarczany był głównie z wydzwigniętego wyniesienia mazursko-suwalskiego, a także z tarczy bałtyckiej i obszarów wschodnich. Zdaniem Polivko & Ulst (1969), terygeniczna seria osadowa dolnego dewonu związana była z regresywną fazą kaledońskiego cyklu sedimentacyjnego.

Po stronie radzieckiej na regresywnych utworach cyklu staropaleozoicznego transgresywnie leżą osady cyklu młodszego, środkowo- i górnodewońskiego, a w najgłębszej strefie także karbońskie.

Dane o rozwoju syneklizy perybałtyckiej w okresie dewonu i karbonu znane są głównie z prac radzieckich: Mikail (1965), Vasilaukas (1965), Ljarskaja & Polivko (1969), Sorokin (1969), Shvarc

(1969) i inne. Osady tego cyklu wykształcone są w facji terygeniczej, a jedynie w stropie węglanowej. Ich plan strukturalny jest różny w stosunku do osadów dolnopaleozoicznych. Miąższość i nachylenie osadów środkowodewońskich różnie od środkowej Litwy w kierunku północno-zachodnim, a więc odwrotnie niż w osadach staropaleozoicznych. Oś maksymalnego obniżenia w dewońsko-karbońskim cyklu sedimentacyjnym przebiegała równoleżnikowo wzdłuż południowych granic Łotwy. Uległa zatem przemieszczeniu na północ w stosunku do zbiornika staropaleozoicznego.

Zdaniem autora, największe nasilenie procesów denudacyjnych na wyniesieniu mazursko-suwalskim przypada na pogranicze syluru i dewonu. Pogląd ten podzielają również Tyski (1969, 1974), Pożaryski & Tomczyk (1974). Natomiast Suwejdziś (1968) za główną fazą ruchów wznoszących, połączoną z największą erozją wyniesienia mazursko-suwalskiego, uważa fazę sudecką. W górnym karbonie procesy erozyjne usunęły na wyniesieniu mazursko-suwalskim osady starszego paleozoiku, aż do podłoża krystalicznego. Biorąc pod uwagę wymienione fakty, można stwierdzić, że erozja zapoczątkowana w górnym sylurze działając najprawdopodobniej z różną intensywnością trwała aż do permu dolnego. Główne jej nasilenia przypadają na przełom dewonu dolnego i środkowego, oraz w permie dolnym, co znalazło swe odbicie w powstaniu lądowej serii konglomeratów na południowym i północnym skłonie wyniesienia mazursko-suwalskiego.

Erozja przedpermska nie doprowadziła do całkowitego spenepienizowania omawianego obszaru. Na północy tarcza bałtycka, a na południu wyniesienie mazursko-suwalskie wraz z tzw. łądem białoruskim utworzyły obramowanie dla nowego morskiego zbiornika sedimentacyjnego w cechszynie. Na podstawie przeprowadzonej analizy facji osadów i ich miąższości, należy przypuszczać, że maksymalne głębokości tego zbiornika z początkiem cechszynu (cyklotem Z_1) znajdowały się nieco na północ od obecnej granicy Polski. Wraz z rozwojem sedimentacji cechszynu w młodszych cyklotemach oraz w wyniku podnoszenia się północnej części zbiornika sedimentacyjnego, następuje przemieszczenie się jego osi ku południowi. Tym samym począwszy od permu, kierunek przemieszczania osi zbiornika sedimentacyjnego uległ zmianie. W permomezozoiku następuje stopniowe pograżenie wyniesienia mazursko-suwalskiego. Świadczy o tym transgresywne ku jego centrum położenie osadów. Zbiornik permomezozoiczny był wybitnie asymetryczny, jego skrzydło południowe miało znacznie większe nachylenie niż północne, stąd zmiany facji osadów na skrzydło południowym są wyraźniejsze i obserwowane na stosunkowo niewielkich odległościach.

Zmiany położenia paleozoicznego zbiornika sedimentacyjnego w obszarze nadbałtyckim i stąd wynikające zmiany facji i miąższości osadów, dowodzą znacznej ruchliwości platformy prekambryjskiej (Tyski 1960, 1969, Stolarczyk & Tyski 1972b, c). Objawiała się ona wzdłuż systemu regionalnych stref dyslokacyjnych rozczłonkujących platformę na mniejsze elementy blokowe. Dominującym kierunkiem tych dyslokacji był kierunek zbliżony do równoleżnikowego (WSE-ENE). W strefie brzeżnej platformy wyraźniej zaznaczyły się także kierunki poprzeczne do poprzednich, to jest prawie południkowe. Zróznicowane pionowe ruchy bloków podłoża stanowiły nadrzędny czynnik decydujący o charakterze osadów.

Pewnym potwierdzeniem tezy o głębokich założeniach stref dyslokacyjnych są skały wylewne i liczne wkładki bentonitów (metabentonitów wg Łapinskasa, 1965) stwierdzone w obrębie starszego paleozoiku, głównie na południowym skrzydle syneklizy perybałtyckiej (otwory: Olsztyn IG-2, Henrykowo 1 i 5, Pieszkowo-1, Dębowiec Warmiński 1-4).

Biorąc pod uwagę zmienność litologiczną i miąższości utworów paleozoicznych, głębokość ich występowania oraz obecny układ strukturalny, w polskiej części syneklizy perybałtyckiej można wydzielić następujące jednostki (fig. 3):

- I. wyniesienie Łeby,
- II. obniżenie gdańskie,
- III. głębsza strefa skrzydła południowego syneklizy,
- IV. płytsza strefa skrzydła południowego syneklizy.

Wszystkie wymienione jednostki charakteryzuje przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Różnice w ich budowie zaznaczają się już w zaraniu kształtowania się całej syneklizy. Wyniesienie Łeby zaakcentowało się po raz pierwszy pod koniec kambru dolnego conajmniej spłyceniem zbior-

nią sedymentacyjnego, następnie w ordowiku zwiększeniem węglanowości osadów w stosunku do najbardziej obniżonego obszaru gdańskiego oraz bardziej płytkowodnym charakterem osadów permskich. Natomiast w obniżeniu gdańskim stosunkowo największe miąższości oraz najpełniejszy profil paleozoiku wskazują na sedymentację w warunkach najgłębszego morza platformowego.

Głębsza strefa południowego skrzydła syneklizy perybaltyckiej charakteryzuje się słabym nachyleniem osadów staropaleozoicznych ku NNW oraz bardziej płytkowodnym w stosunku do obniżenia gdańskiego charakterem osadów i brakiem dyslokacji o znaczniejszych (ponad 50 m) zrzutach.

Płytka zaś strefa południowego skrzydła syneklizy charakteryzuje się głównie płytkowodnymi osadami o niewielkich miąższościach pierwotnych i wysokim stopniu erozji oraz licznymi uskokami o znacznych zrzutach skrzydeł północnych i zachodnich.

Na granicach tak wyróżnionych jednostek w podłożu krystalicznym wschodniej części syneklizy zaznaczają się stosunkowo wąskie, równoleżnikowe wyniesienia o charakterze wałów. Wały te zbudowane są na ogół z najmłodszych spośród skał cokołu krystalicznego i uwarunkowane są regionalnymi strefami dyslokacyjnymi o bardzo głębokich założeniach. Aktywność tych stref ujawniła się w czasie tworzenia się pokrywy osadowej.

Do najważniejszych wyniesień typu wałów można zaliczyć:

1. wał czarniachowski — oddzielający nieckę gdańską od głębszej strefy południowego skrzydła syneklizy (Passikivi & Zakashanskij, 1955),
2. wał Zareb — rozdzielający głębszą i płytszą strefę południowego skrzydła syneklizy (Stolarczyk & Tyski 1972b),
3. wał olsztyński — leżący już w obrębie wyniesienia mazursko-suwańskiego.

W paleozoicznym rozwoju obniżenia perybaltyckiego ujawniły się także inne, równoległe w przybliżeniu do brzegu platformy prekambryjskiej, ukośnie do równoleżnikowych kierunku tektoniczne NW-SE. I tak w zachodniej części omawianego obszaru, w obrębie obniżenia gdańskiego powstały:

- a) wyniesienie słupskie,
- b) obniżenie Lęborka,
- c) wyniesienie warmińskie.

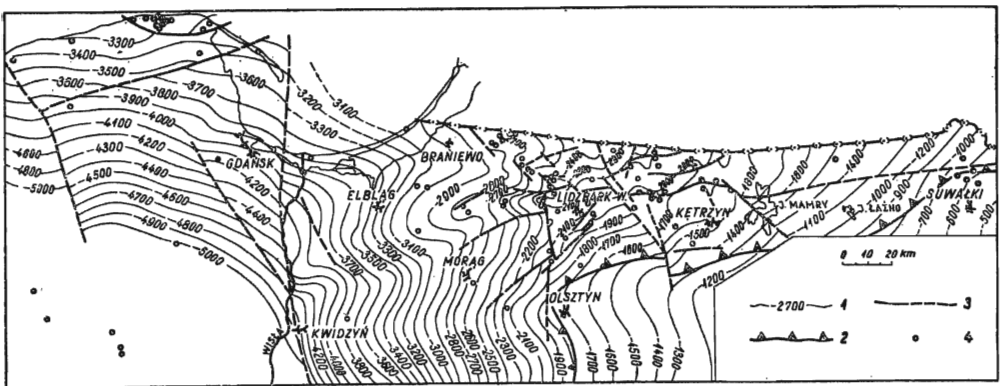


Fig. 7. Mapa strukturalna stropu podłoża krystalicznego (Structural map of the top crystalline substratum)

1 — izolinie stropu podłoża krystalicznego w odniesieniu do poziomu morza (isolines of top of the crystalline substratum in relation to the sea level), 2 — umowna granica syneklizy perybaltyckiej (arbitrary boundary of the peribaltic syncline), 3 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults), 4 — otwory wiertnicze (boreholes)

W obrębie zaś głębszej strefy południowego skrzydła syneklizy dają się wyróżnić obniżone i wyniesione lokalne formy o kierunku rozciągłości także NW-SE. Są to:

- a) obniżenie Pieniężna,
- b) wyniesienie Dębowca,
- c) obniżenie Górowa,
- d) wyniesienie Bartoszyc,
- e) obniżenie Sępola.

W osadach piętra staropaleozoicznego te lokalne, poprzeczne do osi syneklizy formy tektoniczne zaznaczyły się stosunkowo mało wyraźnie. Ich wyodrębnienie nastąpiło w okresie permskim, znajdując swe odbicie w zróżnicowaniu miąższości i facji osadów, zwłaszcza cyklotemu Z_1 w cechszynie. Formy staropaleozoicznych wyniesień wyraziły się występowaniem anhydrytów dolnych Z_1 o zdecydowanie zwiększonych miąższościach, przy równocześnie małym udziale soli najstarszych lub nawet ich braku, w obszarach zaś lokalnych obniżen sole posiadają największe miąższości, a anhydryty ulegają redukcji.

W płytszej strefie południowego skrzydła syneklizy wyróżniono blokowe elementy o wyraźnie dyslokacyjnych granicach. Należą do nich:

- a) blok Morąga,
- b) blok Lidzbarka Warmińskiego,
- c) blok Kętrzyna,
- d) blok Łażna.

Przedstawiony podział polskiej części obniżenia perybałtyckiego nawiązuje do wcześniejszych, bardziej ogólnych podziałów Arenia (1976) i Sokołowskiego (1968).

PRZEBIEG SEDYMENTACJI PALEOZOICZNEJ POKRYWY OSADOWEJ I JEJ ZWIĄZEK ZE STRUKTURAMI BLOKOWYMI

BUDOWA PODŁOŻA KRYSTALICZNEGO

Budowa platformy wschodnio-europejskiej poznana jest stosunkowo dobrze w obszarach ZSRR, zwłaszcza tam, gdzie odsłania się na powierzchni lub tam, gdzie występuje płytko (Bondarenko 1970, Bogdanov & al. 1971). O budowie geologicznej polskiej części platformy traktują głównie prace W. Ryki, S. Kubickiego, J. Znoski, M. Juskowiakowej, O. Juskowiaka, J. Lisa, T. Depciucha, H. Sylwestrzaka i innych.

Zgodnie z poglądami Ryki (1961, 1964), Juskowiaka & Ryki (1968, 1970) oraz Juskowiaka (1971), w budowie geologicznej krystalicznego podłoża polskiej części platformy biorą udział kolejno od najstarszych kompleksy:

- presvekofenno-karelskie (=presvekokarelskie; Simon 1971),
- svekofenno-karelskie (=svekokarelskie; Simon 1971),
- postsvekokarelskie (gotyjskie),
- subjotnicko-jotnickie (późnoproterozoiczne).

Podstawą do ich wydzielenia były wyniki prac geofizycznych głównie magnetycznych i grawimetrycznych oraz wiertniczych. Według poglądów przedstawionych w cytowanych pracach do najstarszych (presvekokarelskich) zaliczono kompleksy granitowe: mazowiecki, stanowiący trzon

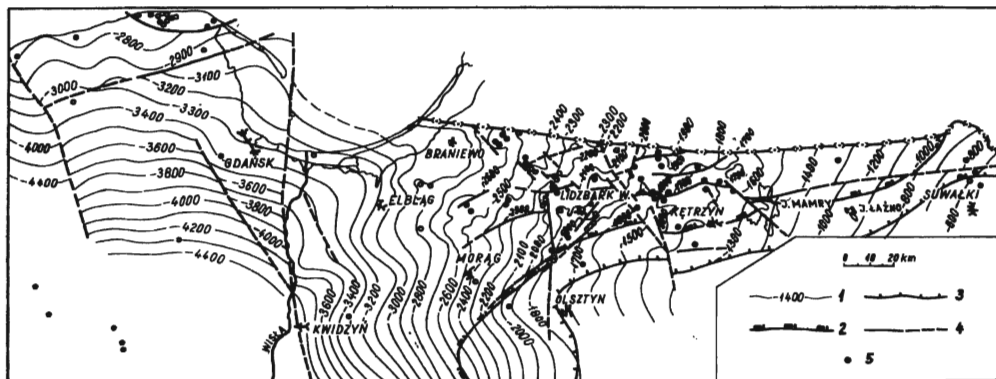


Fig. 8. Mapa strukturalna stropu osadów kambry (Structural map of the top of Cambrian deposits)

1 — izolnie stropu osadów kambry w odniesieniu do poziomu morza (isolines of the top Cambrian deposits in relation to the sea level), 2 — zasięg osadów ordowiku (range of Ordovician deposits), 3 — zasięg osadów kambry (range of Cambrian deposits), 4 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults), 5 — otwory wiertnicze (boreholes)

wyniesienia mazursko-suwałskiego, dobrzyński, stanowiący podłoże niecki warszawskiej i pomorski, tworzący podłoże niecki pomorskiej (Kubicki & al. 1972, fig. 4).

Kompleksy te spełniając rolę masywów centralnych w geosynklinie svekokarelskiej wymusiły na otaczających je młodszych kompleksach: podlaskim, ciechanowskim i kaszubskim dostosowane do ich brzegów kierunki, głównie południkowe.

Masywy granitoidowe mazowiecki, dobrzyński i pomorski zbudowane są ze stosunkowo „łżejszych” skał. W paleozoicznym rozwoju basenu perybałtyckiego podlegały one najczęściej ruchom wypiętrzającym, co wyraziło się zmniejszeniem miąższości ordowiku i dolnego syluru lub niekiedy nawet brakiem odpowiednich ogniw stratygraficznych górnego syluru i permu.

Morfologia powierzchni utworów prekambryjskich (fig. 7) w znacznym stopniu uzależniona jest od ich odporności na czynniki denudacyjne. Erozja przedkambryjska nie zdołała doprowadzić do całkowitej peneplenizacji platformy. Najmłodsze z budujących fundament krystaliczny skały intruzywne zaznaczyły się na powierzchni podłoża wyniesieniami morfologicznymi, układającymi się w ciągi o kierunkach równoleżnikowych. Taki morfologiczny grzbiet krystaliku wyznaczają w północnej części wyniesienia mazursko-suwałskiego intruze alkaliczno-gabroidalne Wejsuny—Ełk—Tajno, o czym wyczerpująco pisano w pracach Kubickiego & al. (1972) oraz Depciucha (1973). Te najmłodsze z prekambryjskich intruze wykorzystały głębokie starsze strefy złuznień tektonicznych wielokrotnie jeszcze odnawiane w czasie tworzenia się paleozoicznej pokrywy osadowej. Zjawisko takie szczególnie dobrze widoczne jest w okolicach Zaręb, gdzie morfologiczny grzbiet podłoża krystalicznego zbudowany jest z czarnokitów (Krystkiewicz & Ryka 1975). Grzbiet ten w morfologii prekambryjskiej posiadał zapewne wysokość względną ponad 200 m. W rejonie zaś Gładysz, Henrykowa i Zaręb wał ten charakteryzują lokalne elewacje być może odpowiadające przecięciom poprzecznym dyslokacji, wzdłuż których przemieszczały się intruze prekambryjskie do stref przypowierzchniowych. Jak się wydaje, miejsca te były także drogami doprowadzania magm wulkanizmu paleozoicznego. Skały typu diabazów stwierdzono bowiem między innymi w obrębie syluru i w jego stropie w tych samych otworach, w których rozpoznano skały budujące wał Zaręb (Pieszkowo-1, Henrykowo 1, 5).

Obecność wspomnianych wyniesień podłoża krystalicznego znajduje swe odbicie także we wzroście wartości stopnia geotermicznego w stosunku do ogólnego tła (fig. 20).

KAMBR

Bezpośrednio na skałach krystalicznych prawie wyłącznie leżą w syneklizie perybałtyckiej osady kambru. Sumaryczna ich miąższość wzrasta od nieco ponad 100 m w północno-wschodnich krańcach Polski, do ponad 700 m w okolicach Kościerzyny. Wzrostowi miąższości kambru ze wschodu ku zachodowi towarzyszy pojawianie się coraz starszych w spągu i coraz młodszych w stropie ogniw kambru (Bednarczyk 1972; Bednarczyk & Turnau-Morawska 1975; Lendzion 1969, 1976a; Stolarczyk & Tyski 1972b). W zachodniej części syneklizy kambr jest pełniej wykształcony, a przerwy w sedimentacji są krótsze. Zjawisko to związane jest z ogólnym pochyleniem cokołu krystalicznego platformy ku zachodowi i w związku z tym wcześniejszą sedimentacją w strefie brzeżnej platformy, przy postępującej z zachodu transgresji morskiej. Na dalsze wewnętrzne zróżnicowanie i wykształcenie kambru wskazują, niezależnie od istniejących danych o głębokości jego obecnego położenia, miąższości i zasięgi dolnych ogniw kambru.

Na podstawie zmian miąższości, zasięgu poszczególnych ogniw i charakteru litologicznego osadów kambryjskich można wyróżnić obszar o pełniejszym wykształceniu i bardziej głębokowodnych osadach, położony na zachód od Wisły oraz bardziej płytkowodny — na wschodzie Polski. Południkowa dyslokacja dolnego biegu Wisły rozdzielająca te dwa obszary zaznaczyła się przed sedimentacją kambru wyraźnym progiem w morfologii podłoża krystalicznego (fig. 2, 7).

Morfologia stropu podłoża w zachodniej części obszaru badań, jak można sądzić na podstawie badań geofizycznych była stosunkowo słabiej urozmaicona i ogólnie silniej spenepienizowana niż na wschodzie. W części wschodniej natomiast na północ i południe od wspomnianego już wału Gładysz—Zareby istniały strefy obniżone: Pieniężno—Górowo oraz Morąg—Dobre Miasto (Stolarczyk & Tyski 1972b).

W profilu stratygraficznym kambru syneklizy perybałtyckiej Lendzion (1969, 1970, 1972, 1975a, b; 1976a, b) oraz Bednarczyk (1972, w; Bednarczyk & Turnau-Morawska 1975) udokumentowali wszystkie jego piętra, to jest dolne, środkowe i górne. Rzadkie występowanie fauny i to o nienajlepszym stopniu zachowania, przy równocześnie bardzo ograniczonym zakresie rdzeniowania otworów, powoduje ogromne trudności w dokonywaniu konsekwentnego i nie budzącego zastrzeżeń szczegółowego podziału kambru. Stąd też np. we wstępnych opracowaniach Lendzion (1972) oraz Bednarczyka (1972) na podstawie analogii litologicznych dolną część profilu osadów (seria żarnowiecka wg Lendzion, formacja smółdzińska wg Bednarczyka w: Bednarczyk & Turnau-Morawska 1975) zaliczono do eokambru. Ostatnio Lendzion (1975a, 1976a) na podstawie fauny między innymi *Mobergella holsti* (Moberg) w wyższych ogniwach serii żarnowieckiej w profilu Kościerzyna IG-1 zaliczyła również tę serię do kambru dolnego.

W obszarze syneklizy perybałtyckiej stosunkowo pewną korelację osadów kambru można przeprowadzić na podstawie analizy zapisu krzywych karotażowych w części wschodniej (fig. 21, 22), gdzie występują podobne profile litologiczne. Natomiast zestawiając profile kambru w zachodniej części syneklizy, z uwagi na zmianę litologii identyfikacja tych samych poziomów staje się mniej pewna lub miejscami zupełnie niemożliwa. Dotyczy to zwłaszcza profili odległych wierceń.

KAMBR DOLNY

W zachodniej części syneklizy perybałtyckiej osady kambru zostały przewiercone w kilku zaledwie otworach. Najstarsze ogniwa jego odpowiadają (wg Lendzion 1975a, 1976a, 1976b) piętru klimontowskiemu w Górach Świętokrzyskich. Wyższe ogniwa kambru dolnego, to jest *poziom holmiowy* i *protolenusowy* posiadają stosunkowo pełną dokumentację faunistyczną (Lendzion 1975b i 1976a).

Dolny kompleks osadów piętra klimontowskiego (Lendzion 1976a), ograniczony w występowaniu do zachodniego brzegu syneklizy, wykształcony jest głównie w postaci piaskowców arkozoowych z wkładkami mułowców a niekiedy nawet ilowców. W żelazisto-ilastym spoiwie piaskowców Rydzewska (1975) stwierdziła na podstawie badań petrograficznych obecność chlorytów, co jej zdaniem odróżnia te skały od wyżej występujących młodszych ogniw kambru dolnego. Zły stopień

obrotoczenia i wysortowania wskazuje na stosunkowo krótki transport materiału pochodzącego z wyniesionego wtedy podłoża wschodniej części syneklizy perybałtyckiej.

Wraz z rozwojem transgresji dolnokambryjskiej sedymentacją obejmowane były obszary położone coraz bardziej na wschód. We wcześniej zalanych przez morze lokalnych obniżeniach morfologicznych występują najstarsze ogniwa kambru (Stolarczyk & Tyski 1972b) i ogólne miąższości kambru są tu stosunkowo największe (fig. 9). Dotyczy to w szczególności obniżonej strefy Morąg — Dobrze Miasto, która przedłuża się zapewne jeszcze bardziej na wschód. Ogólne miąższości kambru dolnego w tej strefie kształtują się od 136,5 m do ponad 180 m (Kętrzyn IG-1 — 136,5 m, Olsztyn IG-1 — 178 m).

W obrębie dolnego kambru wschodniej części syneklizy perybałtyckiej na podstawie przeprowadzonej korelacji karotażowej i istniejącego materiału skalnego wydzielono 3 różne litologicznie kompleksy warstw: dolny oznaczony indeksem Cm_1A , środkowy Cm_1B i górny Cm_1C (fig. 21, 22). Kompleksy Cm_1A i Cm_1B podzielono dodatkowo na dwa podzespoły: Cm_1A_1 i Cm_1A_2 oraz Cm_1B_1 i Cm_1B_2 (fig. 21, 22). Przeprowadzenie takiego podziału możliwe było dzięki obecności dobrze korelujących się na wykresach geofizycznych wkładek ilastych o stosunkowo szerokim rozprzestrzenieniu.

Kompleks Cm_1A reprezentowany jest przez piaskowce kwarcowe i arkozowe różnoziarniste o spoiwie głównie ilastym. Na wykresie profilowania gamma piaskowce te zaznaczają się niską promieniotwórczością naturalną i na krzywych sondowania elektrycznego stosunkowo niską opornością. Seria kompleksu piaskowców Cm_1A rozdzielona jest warstwą iłowców zwykle kilkumetrowej miąższości na dwa poziomy oznaczone symbolami Cm_1A_1 (starszy) i Cm_1A_2 (młodszy). Ogólna miąższość kompleksu Cm_1A wynosi około 20—40 m.

Kompleks Cm_1B cechuje się względnie stałą miąższością około 80 m. Są to na ogół mułowce o podwyższonej radioaktywności naturalnej w stosunku do skał wyżej i niżej leżących. W dolnej jego części wyróżnionej jako Cm_1B_1 występują mułowce zawierające wkładki piaskowców a rzadziej również iłowców z glaukonitem. Górna część tej serii (Cm_1B_2) charakteryzuje się znacznie większym udziałem wkładek ilastych z konglomeratami pirytu i tylko pojedynczymi ziarnami glaukonitu. Skały tej serii posiadają tekstury faliście lub smużycie warstwowane, z licznymi nierównościami na powierzchniach ławic, śladami rozmyć i pogrążeń piaskowców w iłowcach, co jednoznacznie wskazuje na niespokojny charakter sedymentacji. Ku zachodowi w kompleksie mułowcowym Cm_1B obserwuje się wzrost ilości i grubości wkładek ilastych, przez co korelacja litologiczna jest mniej pewna. Omówiona seria znaczy w kambrze dolnym okres najszerszego zasięgu i największych głębokości morza.

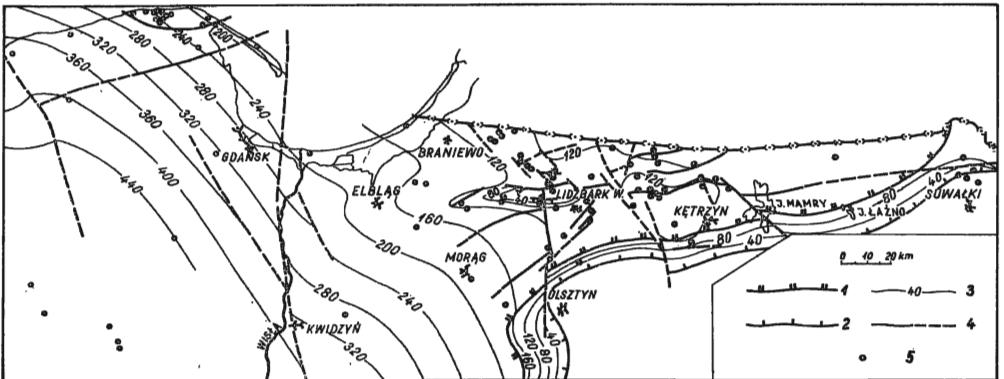


Fig. 9. Mapa miąższości osadów kambru dolnego (Sketchmap of the thickness of Lower Cambrian deposits)

1 — zasięg osadów kambru środkowego (range of Middle Cambrian deposits), 2 — zasięg osadów kambru dolnego (range of Lower Cambrian deposits), 3 — izopachyty osadów kambru dolnego (isopachytes of Middle Cambrian deposits), 4 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults), 5 — otwory wiertnicze (boreholes)

Najmłodszym wyróżnionym komplesem (Cm_1C) jest seria piaskowców kwarcowych średnio- i drobnoziarnistych, niekiedy z przerostami mułowców z licznym glaukonitem, a sporadycznie zawierających również конкреcje pirytowe.

Osady, zwłaszcza kompleksu Cm_1C , uległy częściowemu lub miejscami całkowitemu rozmyciu, ich miąższości są zmienne i wahają się w granicach 0—30 m. Zjawisko to tłumaczone jest tym, że pod koniec dolnego kambru miały miejsce zróżnicowane blokowe ruchy dna zbiornika sedimentacyjnego.

Z zestawienia rozmieszczenia poszczególnych ogniw kambru dolnego i ich wzajemnego ułożenia wynika, że wraz z rozwojem dolnokambryjskiego zbiornika sedimentacyjnego przykrywane były stopniowo transgresywnie i zbocza morfologicznych wyniesień typu Zaręb—Gładysz. Wynika to z porównania profilów kambru dolnego w takich otworach jak: Gładysze 2 i Gładysze 1, Henrykowo 5 i Henrykowo 1, Zaręby 3 i Pieszkowo 1 lub też Dobre Miasto 1, Łaniewo 1 i Pieszkowo 1.

W miarę zbliżania się do kulminacji owego wału bezpośrednio na podłożu przekraczającą na starszych warstwach leżą coraz to młodsze ogniwa (fig. 22, 25). Z początkiem kambru dolnego strefa kulminacyjna wału nie była objęta przez sedimentację, ale tworzyła silnie erodowaną wyspę, dostarczającą materiału do zbiornika sedimentacyjnego. Świadczy o tym obecność dużych pojedynczych otoczków skał podłoża krystalicznego w spagu kambru. Ma to miejsce w kompleksie skał Cm_1B_1 w profilu otworu Zaręby 1 (usytuowanym na zboczu wału), gdzie występują skały analogiczne do skał podłoża w obrębie wału. Pod koniec kambru dolnego prawdopodobnie cały obszar kulminacji Zaręb przykryty został przez osady (fig. 25: 1).

Podolnokambryjskie ruchy spowodowały odnowienie systemu starszych równoleżnikowych i poprzecznych do nich stref dyslokacyjnych. Ujawniły się wszystkie główne strefy dyslokacyjne równoleżnikowe, a wśród nich strefa Barciany—Korsze—Zaręby oraz na północ równolegle do niej dalsze o nieco mniejszym zasięgu. Dotyczy to zwłaszcza okolic Barcian, Sępopola i Zaręb.

Prostopadłe lub skośne do kierunku równoleżnikowej dyslokacje: Zaręby — Dolne Miasto, Bartoszyce—Paluzy oraz Barciany—Giżycko podzieliły obszar, zwłaszcza południowego skrzydła równoleżnikowej strefy dyslokacyjnej Barciany—Zaręby na mniejsze bloki, dla których kolejno od zachodu przyjęto nazwy: blok Morağa, Lidzbarka Warmińskiego, Kętrzyna i Łaźna (fig. 3). Zróżnicowane pionowe ruchy bloków podłoża znalazły swe odbicie w rozmieszczeniu i miąższościach leżących na nich osadów. Bloki bardziej wyniesione zostały głębiej zerodowane.

Strefa wału Gładysze—Zaręby aż po rejon Barcian zaznaczyła się po dolnym kambrze jako forma wąskiego w przybliżeniu równoleżnikowego zrębu. Erozja w tej strefie zaznaczyła się znacznie silniej w stosunku do obszaru położonego zarówno na południe jak i na północ. Na odcinku Zaręb w strefie zrębu i na obszarze przyległym od południa prawdopodobnie zdenudowane zostały utwory kompleksów Cm_1B i Cm_1C . W wyniku tej erozji, mimo przekraczającego ułożenia sedimentów w dolnej części kambru dolnego górne jego ogniwa mają ponownie mniejszy zasięg w stosunku do najbardziej rozprzestrzenionych ogniw w kompleksie Cm_1B (fig. 4).

W rejonie Barcian w obrębie wschodniej części wymienionego zrębu a także na południe i na północ, kambr rozpoczyna się tymi samymi ogniwami Cm_1A . Brak natomiast obecności górnej części kambru dolnego (kompleksu Cm_1C) w obrębie bloku otworu Barciany 1. Kompleks osadów Cm_1C występuje natomiast na północ i południe w otworach Barciany 3 i Lesieniec 1, usytuowanych na oddzielnych przyległych blokach (fig. 4). Wynika stąd, że blok otworu Barciany 1 został wyraźnie wydzwignięty w stosunku do swego otoczenia, a osady w jego obrębie uległy głębszej erozji.

O ile jednak w strefie zrębu Gładysze—Zaręby—Barciany odcinek zachodni w zaraniu kambru zaznaczył się wyraźnie dodatnią formą w morfologii, to w części wschodniej takich różnic morfologicznych nie stwierdzono.

W nieco mniejszym stopniu erozja dotknęła obszar płytszej części południowego skrzydła syneklizy. Silniejszemu podniesieniu i głębszej erozji uległ tu blok Lidzbarka Warmińskiego, gdzie ocalały jedynie osady kompleksu Cm_1B (fig. 4).

Na północ i zachód od Zaręb w głębszej strefie syneklizy, a zwłaszcza w obszarze obniżenia gdańskiego, procesy erozyjne zaznaczyły się w niewielkim stopniu, bądź wcale nie miały miejsca.

W zachodniej części obszaru badań na wyniesieniu Łeby, lokalny brak osadów piętra protolitusowego w okolicach Żarnowca (Lendzion 1976b), jak się wydaje, należy tłumaczyć również podolnokambryjską erozją.

Obszar południowej części zachodniego odcinka syneklizy perybałtyckiej (Kościerzyna—Gdańsk) najprawdopodobniej uległ względnemu obniżeniu, ponieważ profil osadów dolnokambryjskich jest tu najpełniejszy.

W sumie mimo stwierdzonych zaburzeń na przełomie dolnego i środkowego kambru, sedymentacja dolnokambryjska doprowadziła do znacznego zniwelowania morfologicznych różnic w basenie sedymentacyjnym.

KAMBR ŚRODKOWY

Morze środkowo-kambryjskie objęło ponownie swym zasięgiem cały obszar dzisiejszej syneklizy perybałtyckiej. Dno tego bardzo nieznacznie zarysowanego obniżenia było lokalnie słabo zróżnicowane i pochylone ku zachodowi. Wyraźniejsze progi w morfologii tego dna występowały przypuszczalnie wzdłuż dyslokacji zbliżonych kierunkiem do zachodniego brzegu platformy. Pośrednio świadczy o tym udział materiału ilastego w piaskowcach. Mimo, że w kambrze środkowym nastąpiła zmiana w charakterze sedymentacji, granica litologiczna między dolnym i środkowym kambrzem niezawsze jest wyraźna. Dokumentację paleontologiczną posiadają osady kambru środkowego głównie w zachodniej części obszaru badań. Kambr środkowy leży we wschodniej części syneklizy perybałtyckiej niezgodnie na kambrze dolnym (fig. 21, 24, 25), w związku z tym, mogą lokalnie kontaktować ze sobą piaskowce lub iłowce należące do różnych pięter kambru.

W polskiej części syneklizy perybałtyckiej w sposób wyraźny zaznaczają się w kambrze środkowym, podobnie jak w kambrze dolnym, dwa obszary, różniące się charakterem profilu litologicznego: bardziej głębokowodny zachodni, o przeważającym udziale iłowców i płytkowodny wschodni, w którym panowała facja piaszczysta. Odmiennosc profilu kambryjskiego wschodniej i zachodniej części syneklizy podkreślała wielokrotnie Lendzion (1969, 1976a). Strefą oddzielającą od siebie te dwa różne facjalnie obszary była zapewne południkowa dyslokacja dolnego biegu Wisły, podkreślona zmianą miąższości kambru środkowego (fig. 10).

Na zachód od tej strefy w dolnej części kambru środkowego osadził się kompleks dość monotonnych iłowców o miąższości 150 i więcej metrów. Górną część profilu środkowokambryjskiego stanowią piaskowce kwarcowe drobnoziarniste, na ogół o dobrym obtoczeniu i wysortowaniu ziarna. Iłowce występują w stropie i sporadycznie w ich obrębie, tworząc w niektórych tylko kilkumetrowych odcinkach profilu liczne drobne przeławicenia.

We wschodniej części syneklizy kambr środkowy jest zdecydowanie piaszkowcowy. W jego obrębie wyróżniono 3 zespoły warstw o charakterze cykli sedymentacyjnych (Stolarczyk & Tyski 1972b), wśród których dolne ognia o większej miąższości niż górne stanowią piaskowce (fig. 21, 22). Od góry przykryte są one przez kilkumetrowe serie iłowcowe lub iłowcowo-piaszkowcowe. Dla uwytknienia zmian i stopnia erozji, jaka miała miejsce po środkowym kambrze, najmłodszy kompleks Cm_2C podzielono dodatkowo na 3 podzespoły:

Cm_2C_1 — piaskowce kwarcowe zupełnie pozbawione wkładek i lamin ilastych,

Cm_2C_2 — piaskowce zwykle bardzo zwarte, bogate w spoiwo regeneracyjne z pojedynczymi i cieniutkimi laminami iłowców,

Cm_3C_3 — iłowce czarne, w spągu przeławicane piaszkowcami.

Śledząc profile litologiczne kambru środkowego obserwuje się w kierunku wschód-zachód ogólny wzrost zailenia osadów, wyrażony przede wszystkim zwiększeniem miąższości ilastych ławic w stropie wyróżnionych kompleksów, a niekiedy także pojawieniem się pojedynczych ich przeławiczeń wśród ławic piaszkowców.

Strefa maksymalnych pierwotnych miąższości kambru środkowego przebiegała przypuszczalnie, podobnie jak i kambru dolnego na linii otworów: Prabuty *IG-1*, Lidzbark Warmiński *I*, Lesieniec *I*. Ruchy, jakie miały miejsce po środkowym kambrze, spowodowały ogólne wydzwignięcie tej strefy,

w wyniku czego nastąpiło tu częściowe rozmycie nowo utworzonych osadów. Stąd też obniżona pierwotnie strefa Lidzbarka Warmińskiego — Dobrego Miasta — Lesieńca w zachowanych miąższościach kambru środkowego zaznacza się stosunkowo słabo (fig. 10).

Znacznie zmniejszoną miąższość kambru środkowego stwierdzono w wierceni Słupsk IG-1, co wywołane jest lokalizacją otworu w strefie uskokuwej (Lendzion 1976a) i być może względny podniesieniem wyniesienia Słupska po środkowym kambrze. Ogólne zachowane miąższości kambru środkowego zdeterminowane są przez strefy głównych nieciągłości tektonicznych i przez przedorodową erozję (fig. 5).

Zestawienia korelacyjne kambru środkowego nasuwają wniosek o braku jego górnych ogniw w części południowej i wschodniej obszaru badań. Na wschód od Barcian w otworze Gołdap IG-1 stwierdzono całkowity brak osadów najmłodszego kompleksu kambru środkowego Cm_2C , a także znacznej części kompleksu Cm_2B (Stolarczyk & Tyski 1972b). W krańcowo wschodnim obszarze Polski, w otworze Jezioro Okrągłe IG-1 brak jest w ogóle całego kambru środkowego (Lendzion 1969); bezpośrednio na utworach kambru dolnego leżą osady ordowiku. Tak głęboki proces ścięcia erozyjnego w części wschodniej związany jest zapewne z nałożeniem się również erozji przedarenidzkiej, która na wielu obszarach usunęła cały kompleks osadów górnokambryjskich i tremadockich, a nawet częściowo osadów kambru środkowego (Szymański 1974).

W obrębie bloku Kętrzyna usunięte zostały skały poziomów Cm_2C_3 i Cm_2C_2 (fig. 5), natomiast na północ i zachód od bloku Kętrzyna aż do okolic Dobrego Miasta i Żelaznej Góry nie stwierdzono obecności jedynie poziomu Cm_2C_3 .

Spśród ważniejszych powstałych po kambrze dolnym dyslokacji, szczególnie wyraźnie po kambrze środkowym, zaznaczyły się południkowe i zbliżone kierunkiem do nich dyslokacje: Zaręby — Dobre Miasto, Bartoszyce—Paluzy, Lesieniec—Giżycko, a także równoleżnikowa strefa dyslokacyjna przebiegająca na odcinku od okolic otworu Sokolica 1 aż po rejon Barcian i prawdopodobnie jeszcze dalej na wschód (fig. 5). Przylegające do wyżej wymienionych dyslokacji bloki zachodnie i północne zapewne były obniżone. Tak wyraźnie zaznaczająca się po dolnym kambrze strefa zrębu Gładysze—Zaręby—Barciany została po środkowym kambrze zaakcentowana bardzo słabo w części zachodniej brakiem najmłodszego poziomu korelacyjnego Cm_2C_3 .

Dotądnie ruchy w obrębie obecnego wyniesienia mazursko-suwalskiego i obszaru jego północnego zbocza przesunęły oś staropaleozoicznego zbiornika sedimentacyjnego w części wschodniej na północ, już poza obecną północną granicę Polski.

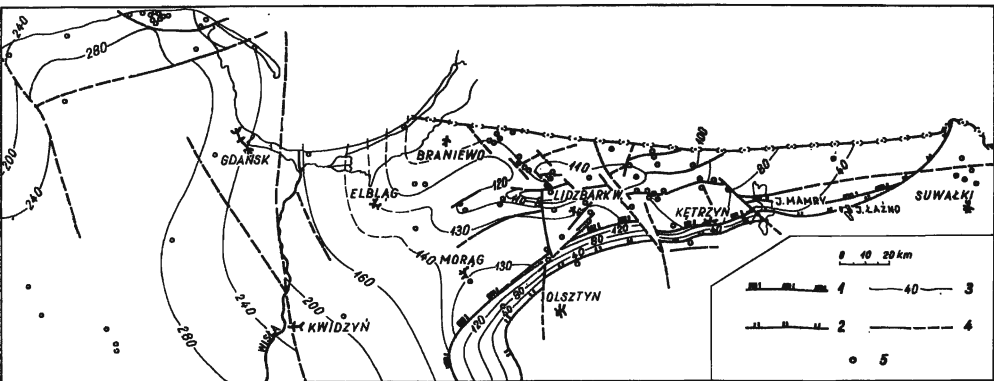


Fig. 10. Mapa miąższości osadów kambru środkowego (Sketchmap of the thickness of Middle Cambrian deposits)

1 — zasięg osadów ordowiku (range of Ordovician deposits), 2 — zasięg osadów kambru środkowego (range of Middle Cambrian deposits), 3 — izopachyty osadów kambru środkowego (isopachytes of Middle Cambrian deposits), 4 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults), 5 — otwory wiertnicze (boreholes)

KAMBR GÓRNY

Osady kambru górnego zostały udokumentowane paleontologicznie przez Bednarczyka (1972, 1975, w: Bednarczyk & Turnau-Morawska 1975) i Lenzion (1970, 1975b, 1976a, 1976b) głównie w obszarze wyniesienia Łeby, gdyż występowanie osadów tego wieku ograniczone jest w zasadzie do zachodniej części syneklizy perybałtyckiej.

Kambr górny reprezentowany jest przez ilowce czarne z soczewkami wapieni, a w najbardziej wschodnim obszarze ich występowania (Młynary 1; fig. 5) również przez piaskowce i zlepieńce. Rozprzestrzenienie facji osadów górnokambryjskich zdaje się wskazywać, że ich obecne występowanie w niewielkim tylko stopniu odbiega od ich pierwotnego zasięgu sedymentacyjnego. Obecność dużych otoczek piaskowców w kambrze górnym okolic Młynar świadczy o erozji starszych osadów kambryjskich na wschodzie. Brak w tych osadach materiału skał krystalicznych wskazuje, że procesy erozji nie doprowadziły w tym czasie do całkowitego usunięcia osadów kambru z wyniesienia mazursko-suwalskiego.

Jak wynika z powyższego, zasięg luki stratygraficznej na granicy kambru i ordowiku jest zmiennej, na co także zwrócił uwagę Szymański (1974).

ORDOWIK

W obrębie ordowiku platformowego wyróżnia się powszechnie (Szymański 1971, Modliński 1975a) dwa cykle sedymentacyjne: tremadocki i arenidzko-aszgilski. Osady tych cykli różnią się rozprzestrzeniem i charakterem litologicznym.

CYKL TREMADOCKI

Piaskowcowo-zlepieńcowate utwory tremadoku (dolnego) we wschodniej części badanego obszaru leżą transgresywnie na osadach kambru (Bednarczyk 1968, Modliński & Szymański 1972).

W profilach otworów Pieszkowo 1, Zaręby 2, Głądy 4, Żelazna Góra 3 i 4 osady tremadoku reprezentowane są przez zlepieńce złożone z otoczek i fragmentów piaskowców i ilowców w spagu, a w części stropowej zwykle z piaskowców drobnoziarnistych z glaukonitem. Stosunkowo znaczna wielkość otoczek do 7 cm średnicy w otworach Głądy 4, Zaręby 2 i Pieszkowo 1 oraz obecność

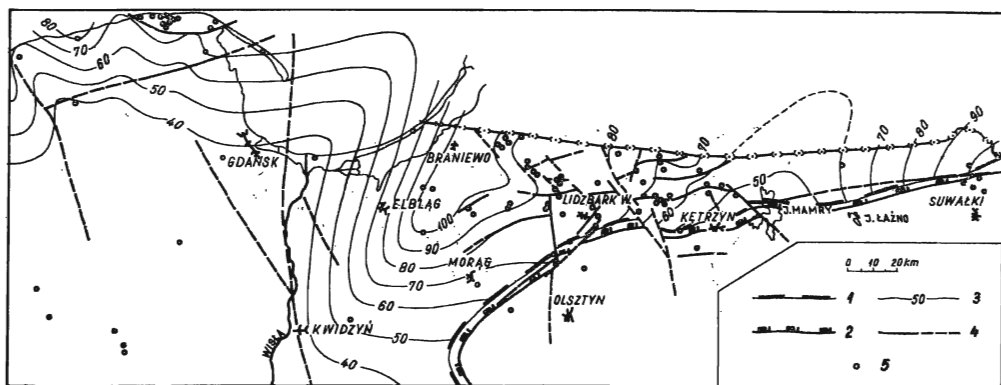


Fig. 11. Mapa miąższości osadów ordowiku (Sketchmap of the thickness of Ordovician deposits)

1 — zasięg osadów syluru (range of Silurian deposits), 2 — zasięg osadów ordowiku (range of Ordovician deposits), 3 — izopachyty osadów ordowiku (isopachytes of Ordovician deposits), 4 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults), 5 — otwory wiertnicze (boreholes)

w nich fragmentów iłowców (Zaręby 2) wskazują na krótki transport tego materiału. Znane dotychczas miąższości osadów tremadoku nie przekraczają 3 m. Zdaniem Modlińskiego & Szymańskiego (1974), utwory te stanowiły pierwotnie bardziej ciągłą pokrywę, a zachowały się jedynie w formie płytów odwzorowujących negatywne prearenidzkie ruchy podłoża. Korkutis (1965) i Männil (1966) są zdania, że linia brzegowa basenu tremadoku przechodziła w pobliżu obecnej granicy rozprzestrzeniania utworów tego wieku. Nie stwierdzono dotychczas występowania osadów tremadoku w południowo-zachodniej części syneklizy perybałtyckiej*. Można założyć w związku z tym, że strefa ta podlegała na przełomie ordowiku i kambru ruchom dźwigającym bardziej intensywnym niż wschodnia część syneklizy.

CYKL ARENIDZKO-ASZGILSKI

Po krótkotrwałym zalewie morskim w tremadoku a przed arenigiem na omawianym obszarze nastąpiła przebudowa planu strukturalnego związana zapewne z działalnością fazy sandomierskiej w Górach Świętokrzyskich, a przypuszczalnie także w przyległym obszarze geosynklijalnym (Tomczyk 1964a). W polskiej części syneklizy perybałtyckiej spowodowała ona przerwę w sedimentacji połączoną, zdaniem Szymańskiego & Modlińskiego (1972), z erozją nowo utworzonych osadów. Postępująca od zachodu transgresja dolno-arenidzka rozpoczęła cykl sedimentacji węglanowo-ilastej. U podstawy cyklu sedimentacyjnego arenig-aszgil występuje na ogół niezbyt miąższa, zwykle kilkudziesięciocentymetrowej grubości warstwa piaskowców zlepieńcowatych, wapienistych z liczny glaukonitem, przechodząca ku górze w wapień (w części wschodniej), bądź w utwory ilasto-węglanowe (w części zachodniej).

Wyżej leżące osady dolnego ordowiku zaliczane przez Bednarczyka (1968) i Modlińskiego (1969, 1973, 1975b) na podstawie licznych brachiopodów, trylobitów, konodontów i graptolitów do arenigu, lanvirnu i landeila wykazują już znacznie większe różnice litologiczne w zależności od morfologii basenu sedimentacyjnego.

W obszarze położonym na wschód od ujścia Wisły dominują wapień margliste i gruzełkowate barwy brunatno-czerwonej, a w płytszej strefie południowego skrzydła syneklizy pojawiają się ponadto liczne oolity żelaziste a maleje zailenie osadów. Dane te świadczą o niespokojnej sedimentacji i spłyceniu zbiornika sedimentacyjnego.

W zachodniej części syneklizy perybałtyckiej osady dolnego ordowiku reprezentowane są przez szare i ciemnoszare wapień margliste i pelityczne z licznymi wkładkami i przelawieniami iłowców i margli ilastych. Tworzyły się one w znacznie głębszej strefie zbiornika sedimentacyjnego w stosunku do wschodniej części syneklizy.

W karadoku według Modlińskiego (1973) na całym rozpatrywanym obszarze zmalała węglanowość osadów, nastąpiło ogólne pogłębienie zbiornika sedimentacyjnego (Bednarczyk 1968, Modliński 1973). Jednakże względne, lokalne różnice jego głębokości nadal istniały.

W zachodniej części syneklizy perybałtyckiej charakterystyczne są ciemne i czarne iłowce, we wschodniej margle ciemnoszare i wapień margliste z dość licznymi wkładkami bentonitów (Langier-Kuźniarowa 1971, 1974a; metabentonitów według Łapinkasa (1965) świadczącymi o wpływach działalności wulkanicznej).

Górna część profilu ordowiku reprezentowana jest przez osady węglanowe i węglanowo-margliste. Prawie południkowa strefowość litofacji dolnego i środkowego ordowiku (Modliński 1973) została nieco zaburzona w związku z uaktywnieniem się ruchów wznoszących w obszarze wyniesienia mazursko-suwałskiego.

Przebieg stref facjalnych w aszgilu bogato udokumentowanych paleontologicznie (Bednarczyk 1968, Modliński 1973) dostosowuje się do wyraźnie zarysowanego już wyniesienia mazursko-suwałskiego, a także do ujawniających się wtedy mniejszych lokalnych elementów, jak np. Kętrzyn—Stoniszki (Jaworowski & Modliński 1968, Stolarczyk & Tyski 1972c).

* Na wyniesieniu Łeby stwierdzono redeponowane elementy konodontów górnótremadockich (profil Białogóra 1) — informacja ustna W. Bednarczyka — praca w druku.

Dodatnie ruchy wznoszące na wyniesieniu mazurskim mają swe odbicie w rozkładzie ogólnych miąższości ordowiku a także w braku górnych ogniw ordowiku w profilach otworów w sąsiedztwie wyniesienia.

Oś zbiornika sedimentacyjnego ordowiku zmieniała nieco kierunek z prawie równoleżnikowego w kambrze, na SW-NE i przebiegała pod koniec ordowiku od okolic Gdańska w kierunku Zalewu Kurońskiego.

Ogólnie w strefie osiowej osady ordowiku posiadają stosunkowo niewielkie miąższości rzędu 30 m i mają charakter bardziej głębokowodny. Wiąże się to z niekompensowaną osadami subsydencją, podobnie jak to ma miejsce w brzeżnej strefie platformy (Modliński 1973, 1976).

Na południowy wschód od strefy osiowej następuje bardzo szybki wzrost miąższości (fig. 11) do ponad 100 m w okolicach Elbląga i Żelaznej Góry. Wzrostowi miąższości towarzyszy równocześnie wzrost węglanowości osadów. Jeszcze bardziej na wschód i południowy-wschód obserwuje się ponownie zmniejszenie miąższości ordowiku i dalszą zmianę facji na organodetrytyczną — bardziej płytkowodną.

Z analizy miąższości i facji ordowiku całej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej wynika, że kompleks granitowy mazowiecki, stanowiący trzon wyniesienia mazursko-suwalskiego wraz z występującymi na nim osadami uległ pod koniec ordowiku względnemu wyniesieniu. W wyniku podnoszenia się kompleksu mazowieckiego nastąpiło w jego obrębie zmniejszenie miąższości osadów oraz zmiana ich facji na bardziej płytkowodną. Na pograniczu z sylurem doszło nawet do erozji nowo utworzonych osadów. W strefach bezpośrednio przyległych do obszaru występowania kompleksu mazowieckiego od NW, NE, E i S notowany jest znaczny wzrost miąższości osadów, natomiast względne obniżenie strefy przyległej od południowego zachodu (brzeg platformy) wyrażone jest zdecydowaną zmianą facji.

SYLUR

Silniejsze wynurzenie wschodniej i południowo-wschodniej części syneklizy perybałtyckiej na pograniczu syluru i ordowiku spowodowało, że przerwa sedimentacyjna połączona z częściową erozją trwała tu dłużej. Dno platformowego basenu sedimentacyjnego uległo dalszemu pochyleniu ku SW.

We wschodniej części syneklizy sylur rozpoczyna się kompleksem jasnoszarych wapieni bulastych i gruzłowych, w których były i gruzły pokrywają powłoki ilaste. Tego typu struktury budinazowe, zdaniem Tokhtueva (1967), a także Grocholskiego (1973), w środowisku hipergenicznym powstawać mogą w warunkach diagenety lub ruchów masowych plastycznych skał na zboczach. Podobnie, głównie kompakcyjną genezę ostatecznej struktury wapieni gruzłowych w syneklizie perybałtyckiej, zakładają Jaworowski & Modliński (1968).

Przynależność stratygraficzna wapieni gruzłowych jest ściśle określona fauną przewodnią warstw nadległych poziomu *Pristiograptus gregarius* (Tomczyk 1969, 1974) oraz niezgodnym ich położeniem na różnych ogniwach aszgilu (Bednarczyk 1968; Modliński 1969).

Poziom wapieni gruzłowych nie występuje w otworze Gołdap *IG-1* i dalej na wchód, gdyż na ten okres przypada tam luka sedimentacyjna (Modliński 1969). Największe miąższości tego poziomu rzędu 30 m stwierdzono w okolicach Barcian. Strefa ich maksymalnych miąższości przechodzi w kierunku północno-wschodnim poza granicę kraju. Z uwagi na późniejszą erozję, południowa granica pierwotnego występowania wapieni gruzłowych nie jest możliwa do ścisłego określenia.

Z danych uzyskanych z odwierconych otworów wynika przekonywująco, że strefa maksymalnych miąższości wapieni gruzłowych na południe od Kętrzyna zmieniła kierunek na bardziej równoleżnikowy (fig. 12) i prawdopodobnie przebiegała pierwotnie w północnej strefie wyniesienia mazursko-suwalskiego. Świadczy o tym występowanie wapieni gruzłowych na zachodnim przedłużeniu tak określonej strefy w otworach Olsztyn *IG-2* i Prabuty *IG-1*. Zdaniem Jaworowskiego & Modlińskiego (1968), wapienie gruzłowe tworzyły się na zboczu wyniesienia Kętrzyn—Stoniszki. Obserwacje autora wskazują, że w nieco głębszych strefach basenu sedimentacyjnego w okolicach Zaręb i Gładysz

w obrębie dodatknych lokalnych elementów strukturalnych miąższości wapieni gruzłowych są nieco większe.

Zarysy wyniesionego obszaru Kętrzyn—Stoniszi (Männil 1966; Jaworowski & Modliński 1968; Modliński 1969; Stolarczyk & Tyski 1972c) i dalsze jego zachodnie przedłużenie tak wyraźnie zaznaczone w rozkładzie miąższości i facji utworów ordowiku i dolnego landoweru, później zacierają się wskutek długotrwałej subsydencji i rozprzestrzenianiu się na całym obszarze syneklizy perybałtyckiej marglisto-ilastych kompleksów syluru o miąższości od 300 m na wschodzie (otw. Gołdap IG-1) do ponad 2000 m na obszarze wyniesienia Łeby. W zachodniej części syneklizy perybałtyckiej prawie cały kompleks osadów syluru reprezentowany jest przez iłowce z graptolitami (Tomczyk 1964b, 1965, 1968, 1969, 1974, 1976a, 1976b).

Najwyższy sylur wydzielony w syneklizie perybałtyckiej przez Tomczykową & Witwicką (1974) pod nazwą piętra podlaskiego udokumentowany został na podstawie fauny niegraptolitowej, a mianowicie trylobitów i brachiopodów.

Większe przyrosty miąższości syluru postępujące ze wschodu ku zachodowi i północnemu zachodowi zaznaczają się już w wenloku. Jeszcze wyraźniej obserwuje się to zjawisko w ludłowiu.

W obniżeniu gdańskim stwierdzono ponadto utwory syluru aż do piętra podlaskiego (Tomczykowa & Witwicka 1974; Tomczyk 1976a).

Na obecne miąższości i zasięg syluru wybitny wpływ wywarła erozja posylurska (Tyski 1960, 1969; Tomczyk 1964a; Pożaryski & Tomczyk 1974; Stolarczyk & Tyski 1972c).

Denudacji podlegały przede wszystkim wyniesienia powstałe w związku z aktywnością równoleżnikowych stref nieciągłości tektonicznych o starszych przedkambryjskich założeniach (Stolarczyk & Tyski 1972c). W największym stopniu podlegał erozji obszar wyniesienia mazursko-suwalskiego, co w rezultacie doprowadziło do odsłonięcia podłoża krystalicznego. Tak głęboka erozja wyniesienia mazursko-suwalskiego możliwa była wskutek potrzaskania podłoża krystalicznego wzdłuż prawie równoleżnikowych i poprzecznych do nich dyslokacji oraz dużego nasilenia ruchów wznoszących. Bloki bliższe wyniesieniu podlegały głębszej erozji. Znacznie słabszej denudacji uległy obszary leżące na północ i północny zachód od wyniesienia mazursko-suwalskiego. Widać to szczególnie wyraźnie z rozkładu miąższości ocalałego od erozji syluru. Największe zmiany miąższości syluru obserwuje się przy dyslokacjach, głównie równoleżnikowych oraz zbliżonych do nich kierunkiem. Aktywne lecz w nieco mniejszym stopniu, były także dyslokacje o innych kierunkach.

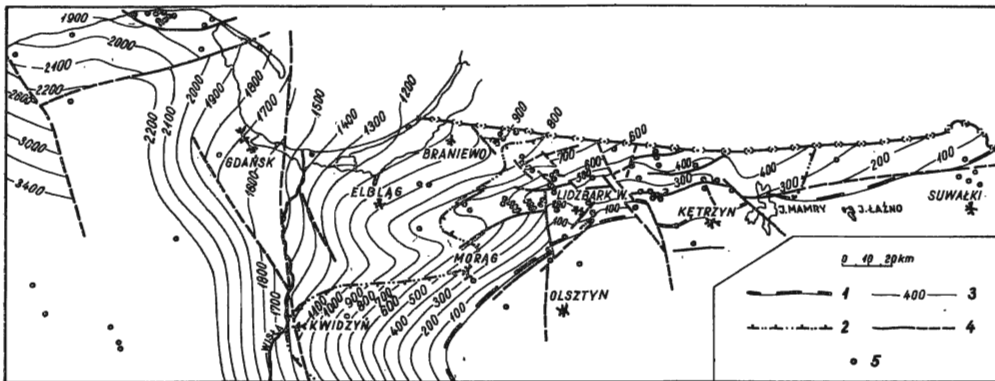


Fig. 12. Mapa miąższości utworów syluru (Sketchmap of the thickness of Silurian deposits)

1 — zasięg utworów syluru (range of Silurian deposits), 2 — zasięg facji wapieni gruzłowych (range of nodular limestones facies), 3 — izopachyty utworów syluru (isopachytes of Silurian deposits), 4 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults), 5 — otwory wiertnicze (boreholes)

Bałaszow, Knieszner & Poleszak (1972) wyróżniają trzy generacje wiekowe uskoków: przedkambryjską, przedordowicką i poordowicką. Pogląd tych autorów nie znalazł potwierdzenia przy analizie profili stratygraficznych otworów wiertniczych w połączeniu z wynikami prac sejsmicznych. Dyslokacje w większości mają wielofazową genezę i wykazywały różny stopień aktywności w określonych fazach ruchów. Motyl-Rakowska (1976) odnosi powstanie uskoków oraz początek kształtowania się całej syneklizy do okresu wenlok-ludlow. Pogląd ten jednak nie znajduje uzasadnienia w faktach geologicznych. Obecność kambru górnego tylko w osiowej części syneklizy świadczy wymownie o ukształtowaniu wyraźnego obniżenia już w tym czasie.

Istotne zmiany miąższości i facji w osadach okresu wczesnopaleozoicznego na liniach dyslokacyjnych świadczą także o ich wcześniejszym niż wenlocki wieku. Dane te przeczą także pogładowi Motyl-Rakowskiej & Schoeneicha (1971) o fałdowym, a nie blokowym stylu budowy syneklizy perybałtyckiej.

Wpływ budowy geologicznej podłoża krystalicznego uwydatnia się bardzo wyraźnie w skali ruchów wznoszących poszczególnych obszarów i zasięgiem związanej z tymi ruchami posylurskiej erozji. Po górnym sylurze kompleksy granitowe podłoża: mazowiecki, dobrzyński i kaszubski podlegały najistotniejszemu wydzwignięciu, a osady przykrywające je najgłębszej erozji. W wyniku tych procesów na brzegu platformy nad masywami granitowymi brak jest osadów piętra podlaskiego, mimo ich obecności (fig. 6) dalej na północny wschód w osiowej strefie syneklizy perybałtyckiej (Poliwko & Ulst 1969; Tomczykowa & Witwicka 1974; Tomczyk 1976a).

We wschodnim obszarze syneklizy, wskutek zróżnicowanych ruchów podłoża, wyodrębniły się wszystkie blokowe elementy strukturalne, zaznaczające się w kompleksie osadowym już od kambru dolnego. Różnice między poszczególnymi elementami strukturalnymi wyraziły się w okresie posylurskim głównie amplitudą zrzutów ograniczających je uskoków (fig. 24, 25). Amplitudy zrzutów uskoków równoleżnikowych w okresie poprzedzającym sedymentację permu musiały być stosunkowo największe, bowiem dalsza przebudowa planu strukturalnego w permomezozoiku prowadziła raczej do niwelacji amplitudy wcześniej powstałych uskoków. I tak na północ od wyniesienia mazursko-suwalskiego najbardziej podniesiona została płytsza część południowego skrzydła syneklizy. W obszarze tym przed erozją ocalały jedynie dolne ogniwa syluru o ogólnej miąższości od 0 do niewiele ponad 200 metrów. Nierównomierne przemieszczenia wzdłuż poprzecznych dyslokacji spowodowały, że wyróżnione w tej części obszaru bloki mają różne wielkością pochylenie na północ. Najbardziej pochylony na północ i zarazem najmniej wyniesiony jest blok Morąga, nieco bardziej podniesiony i mniej pochylony na północ został blok Lidzbarka Warmińskiego. Dalej na wschód bloki: Kętrzyna i prawdopodobnie Łażna dzwignęły się równomiernie, przy czym ich pochylenie ku północy jest stosunkowo nieznaczne. Stąd też różnice miąższościowe ocalałego na nich kompleksu osadów staropaleozoicznych nie są tak znaczne.

Zachodni odcinek wczesnopaleozoicznego ciągu strukturalnego Gładysze—Zaręby—Barciany został wydzwignięty bardziej wzdłuż ograniczających go północnych dyslokacji (fig. 12), w związku z tym w południowej części tak zarysowanego bloku ocalało więcej osadów syluru. Ogólne pochylenie ku północy w pozostałej głębszej części południowego skrzydła syneklizy było niewielkie, dlatego też zmiany miąższości syluru są tu mniej wyraźne (fig. 12).

PERM DOLNY

Niezgodnie na erozyjnej powierzchni osadów staropaleozoicznych leży w syneklizie perybałtyckiej seria skał klastycznych, zlepieńcowatych i pstrych, zaliczanych do permu dolnego.

Sądząc na podstawie rozkładu miąższości i stopnia zachowania skał sylurskich, jak też z obszaru występowania klastycznych utworów czerwonego spągowca, już w zaraniu permu podpermska erozyjna powierzchnia miała nieckowatą formę, pochyloną i otwartą ku północnemu zachodowi. Strefa największego przegłębienia przebiegała od okolic Kowna na wschodzie w kierunku Zatoki Gdańskiej skąd dalej odchodziła się na południowy zachód. Północne zbocze tej niecki zapewne bardzo łagodnie podnosiło się ku północy, a zbocze południowe było bardziej strome. W jego obrębie

zaznaczały się głównie nad równoleżnikowymi, a miejscami i poprzecznymi dyslokacjami wyraźne progi morfologiczne (Stolarczyk 1972).

Z początkiem permu w wyniku względnego obniżenia obszaru położonego na północ od kompleksów granitowych mazurskiego, dobrzyńskiego i kaszubskiego nastąpiło odmłodzenie erozji i sedimentacji erodowanego materiału na niższych morfologicznych stopniach południowego zbocza tak uformowanego erozyjno-tektonicznego obniżenia.

Litologiczno-petrograficzne opracowania Pokorskiego (1969), Juskowiakowej & Pokorskiego (1970), Pokorskiego (1974) wskazują jednoznacznie na akumulację rzeczną. W jej wyniku u podnóża wyniesionego i erodowanego obszaru antyklizy mazursko-suwańskiej powstało szereg nakładających się na siebie stożków napływowych.

Pokorski (1974) wydzielił w dolnym permie syneklizy perybałtyckiej cztery stożki napływowe: Suwałk, Góldapi, Kętrzyna i Dobrego Miasta. Z zestawienia autora dotyczącego miąższości tych utworów (fig. 13), ich zasięgu, charakteru wynika istnienie co najmniej dwu dalszych stożków w południowo-zachodniej części syneklizy, a mianowicie stożka Braniewa i stożka Słupska. Stożki napływowe czerwonego spągowca posiadają grubość do kilkudziesięciu metrów.

Na wielkość i formę stożków napływowych oraz ich rozmieszczenie decydujący wpływ wywarła rzeźba powierzchni podpermskiej, uzależniona w znacznym stopniu od zróżnicowanych ruchów bloków podłoża podpermskiego, a lokalnie także od odporności skał podpermskich na wietrzenie (Stolarczyk 1972).

Zmiana pola sił jaka nastąpiła w permie w stosunku do okresu wczesnopaleozoicznego spowodowała inwersję ruchu poszczególnych bloków staropaleozoicznych podłoża. I tak strefa Gładysze—Zareby—Barciany charakteryzująca się dodatnimi ruchami we wczesnym paleozoiku zaznaczyła się w morfologii podpermskiej obniżeniem i zwiększonymi miąższościami stożków napływowych czerwonego spągowca. W zachodniej części obszaru badań w strefie brzeżnej platformy powstała rozległa rynna umożliwiająca usypanie stożka napływowego Słupska, największego spośród dotychczas stwierdzonych. Staropaleozoiczne, lokalne obniżenia, takie jak obniżenie Pieniężna, Górowa Haweckiego, charakteryzują się brakiem lub bardzo niewielkimi miąższościami tych osadów, co świadczy równocześnie, że obszary te w rzeźbie powierzchni podpermskiej były formami nieznacznie wyniesionymi.

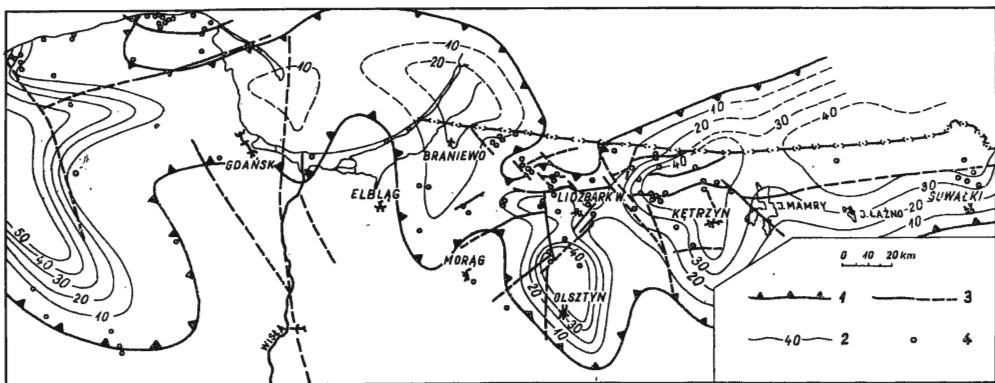


Fig. 13. Mapa miąższości osadów permu dolnego (Sketchmap of the thickness of Lower Permian deposits)

1 — zasięg osadów permu dolnego (range of Lower Permian deposits), 2 — izopachyty osadów permu dolnego (isopachytes of Lower Permian deposits), 3 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne w utworach podpermskich (observed and supposed faults in Sub-Permian deposits), 4 — otwory wiertnicze (boreholes)

Seria klastyczna występująca w spągu cechsztynu wschodniej części syneklizy perybałtyckiej zaliczana jest powszechnie, mimo braku paleontologicznych dowodów, do permu dolnego (Pawłowska 1968, Suvejzdis 1968, Pokorski 1969, Sokołowski 1970, Stolarczyk 1972, Bojanowski 1976). Pogląd taki uzasadnia w znacznej mierze pozycja stratygraficzna analogicznych utworów występujących także pod cechsztynem, ale na Stefanie i Westfalii w otworach Magnuszew IG-1 i Żebrak IG-1 na południowym zboczu anteklizy mazursko-suwalskiej (Pawłowska 1968). Z analizy zjawisk geologicznych wynika bowiem, że klastyczne serie podcechsztyńskie w syneklizie perybałtyckiej i na Podlasiu powstały w tym samym akcie geologicznego rozwoju anteklizy mazursko-suwalskiej.

Ze względu na brak wyraźnych kryteriów podziału niejasna jest sprawa granicy czerwonego spągowca z cechsztynem (Stolarczyk 1972, Czajor & Wagner 1974).

Poborski (1961) w obszarze wyniesienia Łeby do cechsztynu zaliczył piaskowce szare występujące bezpośrednio pod łupkiem miedzionośnym, natomiast niżej leżące piaskowce różowe lub czerwone do permu dolnego. Z uwagi jednak na obecność piaskowców szarych w obrębie zabarwionych na czerwono, kryterium barwy nie jest możliwe do konsekwentnego zastosowania w podziale permu całej syneklizy perybałtyckiej.

Z tych względów niektórzy autorzy omawianą serię osadów klastycznych na wyniesieniu Łeby zaliczyli w całości do cechsztynu (Górecki 1971, Górecki & Strzetelski 1972). Nie ulega jednak najmniejszej wątpliwości, że klastyczne osady leżące bezpośrednio na erozyjnej powierzchni syluru, stanowią początek sedimentacji permskiej. Nie wdając się więc w problemy szczegółowej stratygrafii tych osadów, na co zresztą brak obiektywnych kryteriów, wykazać można pewne podobieństwa podcechsztyńskiej klastycznej serii wyniesienia Łeby z podobnymi, choć bardziej gruboklastycznymi osadami wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. Biorąc je pod uwagę wraz z zestawieniem ich miąższości w otworach, można wyróżnić na wyniesieniu Łeby wyraźny i klasyczny w swej formie stożek napływowy (fig. 13). Stożek ten jest kontynuacją ku zachodowi tego typu form wyróżnionych przez Pokorskiego (1974).

PERM GORNY

Na skutek obniżenia po dolnym permie zachodniego obszaru platformy wschodnio-europejskiej, jej najbardziej pogrążone części, to jest obniżenie podlaskie i perybałtyckie załało od zachodu zatokami morze cechsztyńskie. Morze to nie pokryło wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz powstałego w okresie posylurskim wyniesienia Słupska.

W obszarze syneklizy perybałtyckiej w pełni typowo wykształcone są trzy starsze cyklotemy (Wagner 1969, Stolarczyk 1972).

Najstarszy cykl sedimentacyjny rozpoczyna się zlepieńcem podstawowym powstałym z rozmycia i przerobienia podcechsztyńskiego podłoża. Wobec trudności wydzielenia transgresywnych osadów zlepieńca podstawowego przyjęto jako dolną granicę cechsztynu spąg łupka miedzionośnego, który podobnie jak i młodsze poziomy ilaste w cechsztynie jest doskonałym poziomem litostratygraficznej korelacji w całej Europie środkowej.

Jak wykazał Richter-Bernburg (1955) ewaporaty cechsztyńskie są czułym wskaźnikiem zmian paleogeograficznych i głębokościowych zbiornika sedimentacyjnego. Zmiany głębokości dna i w paleogeografii dają się szczególnie wyraźnie prześledzić w obszarze syneklizy perybałtyckiej w obrębie najstarszego cyklotemu Z_1 .

Leżący przekraczająco na łupku miedzionośnym poziom wapienia cechsztyńskiego w głębszej części zbiornika syneklizy perybałtyckiej reprezentowany jest przez wapienie margliste i ciemniejsze o stosunkowo niewielkich miąższościach. W pobliżu strefy brzegowej miąższości węglanowego poziomu wzrastają. Szczególnie wyraźnie zjawisko to obserwuje się w pobliżu południowo-wschodniego brzegu perybałtyckiego zbiornika cechsztyńskiego, gdzie doszło do utworzenia wyraźnego wału węglanowego (Wagner 1969, Stolarczyk & Tyski 1972a).

Szczegółowe badania mikrofacjalne Piekarskiej & Kwiatkowskiego (1975) wykazały rafowy charakter tego wału, na który składają się: strefa raf algowych, algowo-mszywiolowych, strefa przedrafowa i strefa zarafowa.

Przy zestawieniu porowatości wapienia cechsztyńskiego okazało się, że w centralnej strefie rafowej nastąpiło wyraźne obniżenie własności zbiornikowych, co jest charakterystyczną właściwością budowy utworów rafowych.

Na wschód od Lidzbarka Warmińskiego obszar występowania utworów rafowych cyklotemu Z_1 pokrywa się z płytszą częścią staropaleozoicznej syneklizy, którą w cechszynie objęło płytkie przybrzeżne morze. W obszarze tym anhydryty Z_1 mają niewielkie miąższości, a sole najstarsze nie występują. Natomiast w obszarze bloku Lidzbarka Warmińskiego, z uwagi na znaczne jego pochylenie ku północnemu-zachodowi, występowanie utworów rafowych ograniczone jest tylko do wąskiego pasa w sąsiedztwie wyniesienia mazursko-suwałskiego.

Na taki stan rozmieszczenia facji i miąższości węglanów Z_1 wpływ wywarło odnowienie się starszych dyslokacji zgodnych z rozciągłością syneklizy, jak i poprzecznych do nich (Stolarczyk & Tyski 1972b). Stosunkowo mniej wyraźnie zwiększone miąższości węglanów Z_1 obserwuje się w pobliżu północno-zachodniego brzegu, gdzie okalają one wyniesienie Słupska nie objęte całkowicie transgresją cechsztyńską.

Optymalne warunki dla sedimentacji siarczanów istniały w głębszej strefie przylegającej do bariery rafowej. Obszary zwiększonych miąższości anhydrytów (fig. 15) odpowiadają strefom skłonów basenu sedimentacyjnego oraz lokalnym podniesieniom występującym w głębszej części zbiornika.

Obniżenie samego skraju platformy wschodnio-europejskiej w czasie sedimentacji cechsztyńskiej spowodowało rozszerzenie zasięgu morza na zachodnim zboczu wyniesienia mazursko-suwałskiego, a także na wyniesieniu słupskim. Stąd też w obszarach tych obserwuje się przekraczające położenie anhydrytów Z_1 w stosunku do wapienia cechsztyńskiego (fig. 14). Obniżenie dna morskiego było kompensowane szybką sedimentacją. Na południowo-wschodnim przedłużeniu wyniesienia Słupska osadziły się anhydryty o dużych miąższościach, stwarzając rodzaj wału równoległego do brzegu platformy. Wał ten naśladuje zapewne silniej wyniesioną strefę po sylurze, a akcentującą się po części także wcześniej w ordowiku (Modliński 1973) i w dolnym sylurze (Tomczyk 1976a).

Anhydrytowy wał utworzony w cyklotemie Werra na południowo-wschodnim przedłużeniu wyniesienia słupskiego stanowił rodzaj przegrody, oddzielającej całą zatokę cechsztyńskiego basenu perybałtyckiego od otwartego morza pozaplatformowego. Wewnątrz cechsztyńskiego basenu perybałtyckiego stwierdzono także dalsze wały anhydrytowe równoległe do brzegów platformy, a mianowicie: wał Elbląg—Gdańsk, naśladujący staropaleozoiczne wyniesienie warmińskie oraz Żelazna Góra—Głądy, naśladujący starsze wyniesienia Dębowca. Obszary znajdujące się pomiędzy wymienionymi wałami charakteryzują się natomiast dużymi miąższościami soli najstarszych i są odbiciem staropaleozoicznych lokalnych obniżen (fig. 16).

Ogólnie jednak strefa maksymalnego przegłębienia zatoki perybałtyckiej wyznaczona największymi miąższościami soli przebiegała prawie równoleżnikowo (WSE-ENE) nieco na północ od obecnej granicy Polski, a w okolicy Zatoki Puckiej i Wejherowa odchyłała się na południe. W tej najgłębszej strefie doszło też do wytrącenia się w obszarze Zatoki Puckiej (Poborski 1969; Wagner 1969), a także dalej na wschód w okolicach Żelaznej Góry (Stolarczyk 1972) najłatwiej rozpuszczalnych soli potasowych.

W sumie sedimentacja najstarszego cyklu zakończonych anhydrytami, o stosunkowo mało różnicowanej miąższości, doprowadziła do znacznego wyrównania deniwelacji dna zbiornika sedimentacyjnego.

W młodszych cyklotemach lokalne obniżenia i podniesienia zaznaczają się niewspółmiernie mniej wyraźnie. W cyklotemie Z_2 dochodzi jednak do pewnej ogólnej zmiany modelu zbiornika sedimentacyjnego, polegającej na znacznym podniesieniu jego północnej i zachodniej części i w związku z tym przemieszczeniu jego osi ku południowi (fig. 17).

Uaktywniły się w tym czasie zarówno regionalne strefy rozluźnień tektonicznych o kierunku równoleżnikowym, jak również południkowa strefa dyslokacyjna dolnej Wisły.

Podniesienie zachodniego skrzydła tej dyslokacji doprowadziło do częściowego cofnięcia się morza z obszaru wyniesienia Słupska i jego znacznego spłylenia w przyległym obszarze wschodnim, gdzie wystąpiły optymalne warunki dla sedimentacji węglanów. Stąd też poziom dolomitu głównego

osiąga tu miąższości przekraczające 40 m, podczas gdy w części wschodniej są one zwykle rzędu kilku metrów. Optymalne warunki dla tworzenia węglanów w cyklotemie Z_2 znalazły się w sąsiedztwie przeciwnego brzegu basenu w stosunku do Z_1 . W cyklotemie Z_3 proces przemieszczania się zbiornika sedymentacyjnego ku południowi postępował nadal (por. fig. 17, 18). Wyniesienie Słupska natomiast uległo dalszemu podniesieniu i „powiększeniu”.

Zapoczątkowany w zaraniu permu proces przemieszczania się osi zbiornika perybałtyckiego ku południowi trwał także i w mezozoiku.

Odwrotny kierunek ruchów poszczególnych bloków podpermicznego podłoża prowadził do niwelacji amplitudy normalnych uskoków w obrębie starszego paleozoiku i nadania im inwersyjnego charakteru w obrębie permomezozoiku. Kompresyjny charakter uskoków okresu permome-

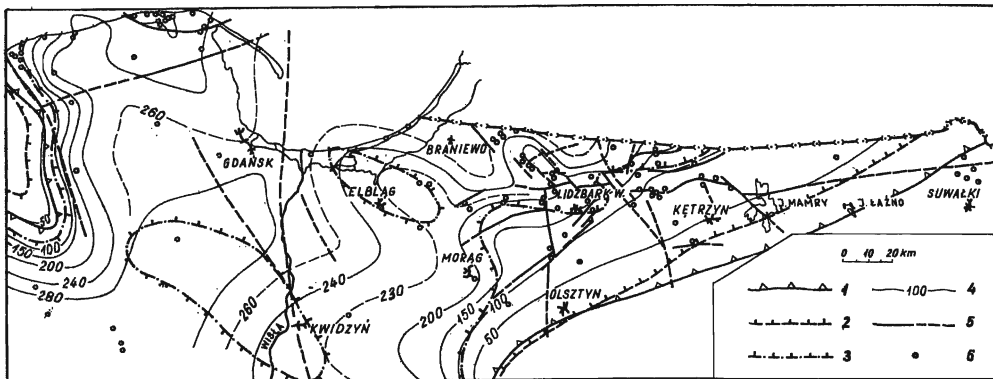


Fig. 14. Mapa miąższości osadów cyklotemu Z_1 w cechszynie (Sketchmap of the thickness of cyclothem Z_1 deposits in the Zechstein)

1 — zasięg wapienia cechsztyńskiego cyklotemu Z_1 (range of the Zechstein cyclothem Z_1 limestone), 2 — zasięg anhydrytów Z_1 (range of the Z_1 anhydrites), 3 — zasięg soli najstarszych (range of oldest salts), 4 — izopachyty osadów cyklotemu Z_1 (isopachytes of cyclothem Z_1 deposits), 5 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne w utworach podpermicznych, staropaleozoicznych (observed and supposed faults in Sub-Permian — Old Paleozoic — deposits), 6 — otwory wiertnicze (boreholes)

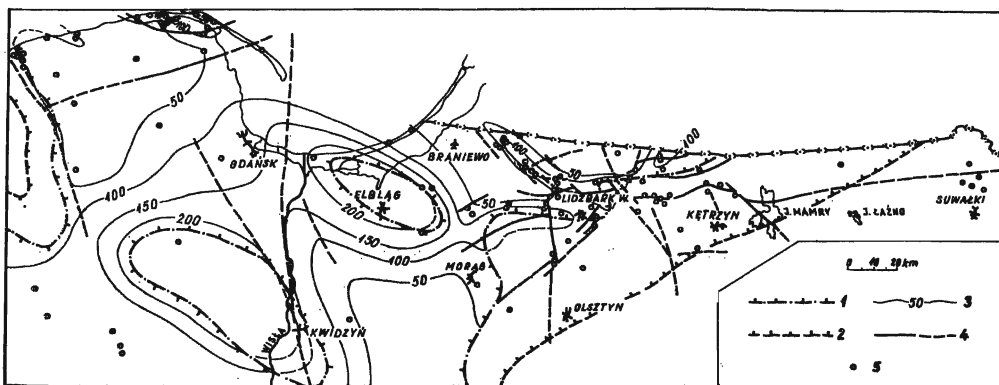


Fig. 15. Mapa miąższości anhydrytu dolnego cyklotemu Z_1 w cechszynie (Sketchmap of the lower cyclothem Z_1 anhydrites in the Zechstein)

1 — zasięg soli najstarszych (range of the oldest salts), 2 — zasięg anhydrytów Z_1 w cechszynie (range of Z_1 Zechstein anhydrites), 3 — izopachyty anhydrytu dolnego Z_1 , lub anhydrytów Z_1 gdy nie występuje poziom soli ((isopachytes of lower Z_1 anhydrite, or of Z_1 anhydrites in the absence of a salt horizon), 4 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne w utworach podpermicznych, staropaleozoicznych (observed and supposed faults in Sub-Permian — Old Paleozoic — deposits), 5 — otwory wiertnicze (boreholes)

zozoicznego wywołany był przypuszczalnie stycznymi naciskami tarczy bałtyckiej. Przykłady tego typu uskokuw stwierdzone zostały w niektórych otworach wiertniczych na terytorium radzieckim w okolicach Gusiewa, gdzie ujawniono powtórzenie się profilu dolnych ogniw cechsztynu, a ponadto zaobserwowano także pewne oznaki zaburzeń w rozkładzie miąższości soli (Tyski 1968).

Aktywność starszych stref dyslokacyjnych w obrębie permomezozoiku wyniesienia Łęby stwierdza także na podstawie prac sejsmicznych Lisiakiewicz (1970).

Fakty powyższe podważają pogląd Motyl-Rakowskiej (1976), że dyslokacje staropaleozoiczne wygasły na powierzchni podpermskiej.

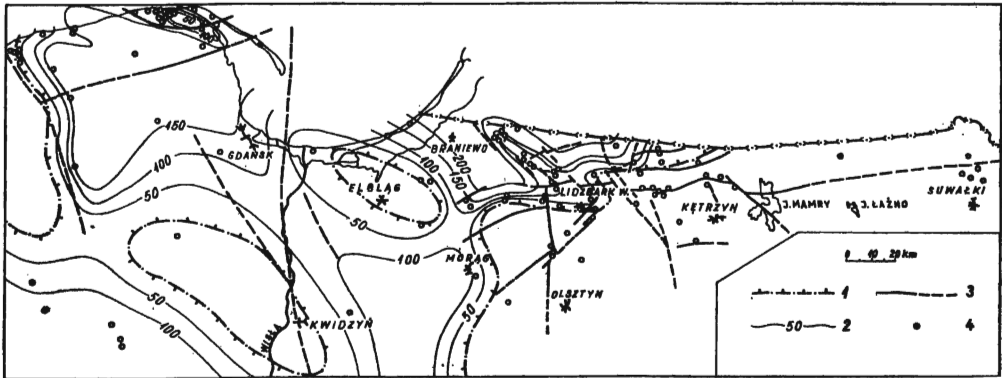


Fig. 16. Mapa miąższości soli najstarszych w cechsztynie (Sketchmap of the thickness of the oldest Zechstein salts)

1 — zasięg soli najstarszych (range of oldest salts), 2 — izopachyty soli najstarszych (isopachytes of oldest salts), 3 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne w utworach podpermskich, staropaleozoicznych (observed and supposed faults in Sub-Permian — Old Paleozoic — deposits), 4 — otwory wiertnicze (boreholes)

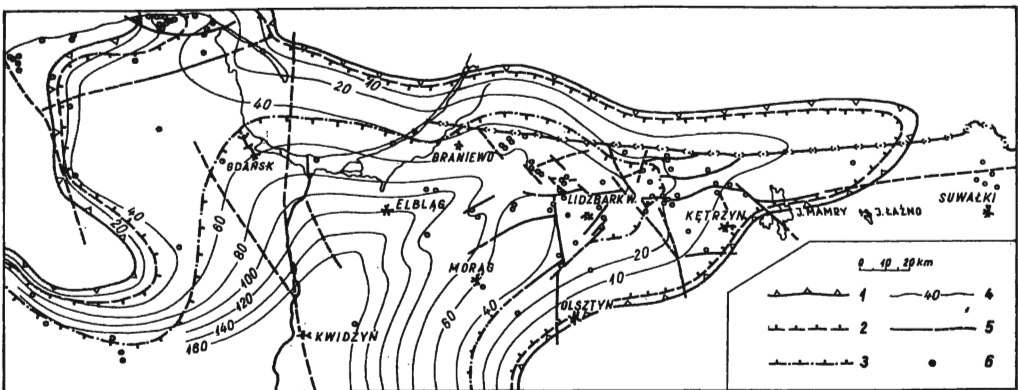


Fig. 17. Mapa miąższości osadów cyklotemu Z_2 w cechsztynie (Sketchmap of the thickness of Z_2 Zechstein deposits)

1 — zasięg dolomitu głównego (range of Haupt Dolomite), 2 — zasięg anhydrytu podstawowego (range of basal anhydrite), 3 — zasięg soli starszych (range of older salts), 4 — izopachyty osadów cyklotemu Z_2 (isopachytes of cyclothem Z_2 deposits), 5 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne w utworach podpermskich, staropaleozoicznych (observed and supposed faults in Sub-Permian — Old Paleozoic — deposits), 6 — otwory wiertnicze (boreholes)

UWAGI KOŃCOWE I WNIOSKI

Kształtowanie syneklizy perybałtyckiej zaznacza się już w dolnym kambrze, jednakże główny udział w jej formowaniu przypada na okres dewon-karbon.

W rozwoju basenu sedymentacyjnego syneklizy perybałtyckiej zaznacza się w okresie od kambru do karbonu przesuwanie osi podłużnej zbiornika z południa ku północy, a następnie w okresie permsko-mezozoicznym ku południowi.

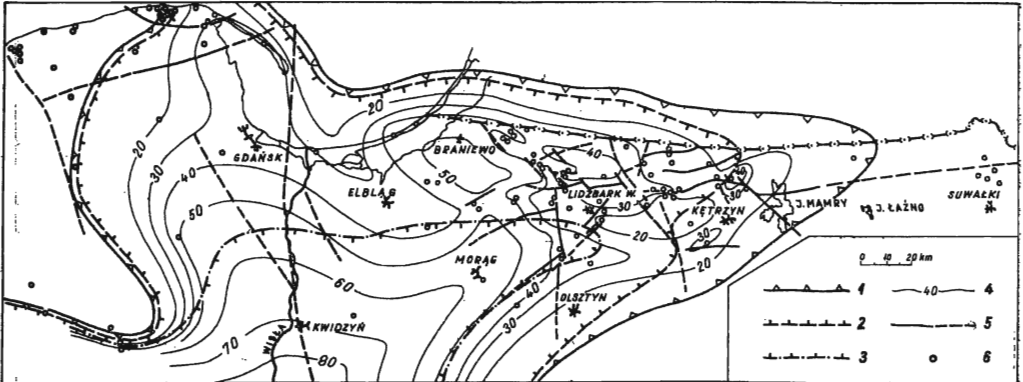


Fig. 18. Mapa miąższości osadów cyklotemu Z_3 w cechystynie (Sketchmap of the thickness of cyclothem Z_3 Zechstein deposits)

1 — zasięg osadów cyklotemu Z_3 (range of cyclothem Z_3 deposits), 2 — zasięg anhydrytu głównego (range of main anhydrite), 3 — zasięg soli młodszych (range of younger salts), 4 — izopachyty osadów cyklotemu Z_3 (isopachytes of cyclothem Z_3 deposits), 5 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne w utworach podpermskich, staropaleozoicznych (observed and supposed faults in Sub-Permian — Old Paleozoic — deposits), 6 — otwory wiertnicze (boreholes)

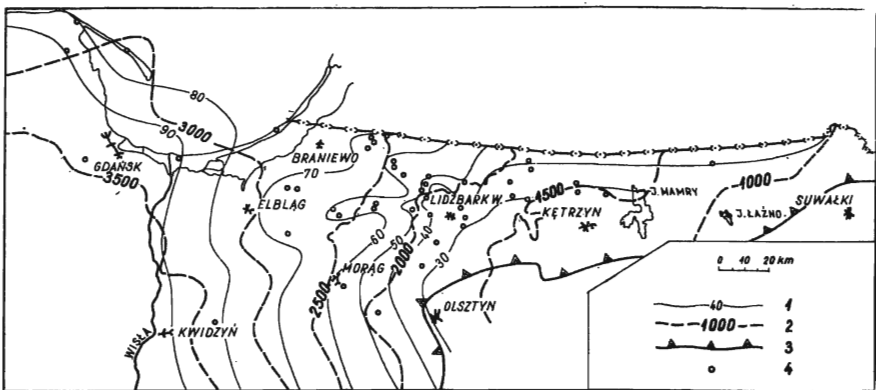


Fig. 19. Rozkład przybliżonych wartości temperatur mierzonych w stropie osadów kambru (Distribution of approximate temperature values measured in the top of Cambrian deposits)

1 — izolnie przybliżonych wartości temperatur w stropie osadów kambru (isotherms of approximate temperature values in the top of Cambrian deposits), 2 — izolnie stropu osadów kambru w odniesieniu do poziomu morza (isotherms in the top of Cambrian deposits with reference to the sea level), 3 — umowna granica syneklizy perybałtyckiej (arbitrary boundary of the peribaltic syncline), 4 — otwory wiertnicze (boreholes)

Sedymentacja staropaleozoiczna przerywana była okresami nasilenia wznoszących, blokowych ruchów podłoża, z tym, że obszary bloków najbardziej wyniesionych podlegały jednocześnie procesom erozji.

Największy gradient zmian facji i miąższości osadów staropaleozoicznych przypada na linii dolnego biegu Wisły i związany jest przypuszczalnie z istnieniem regionalnej południkowej strefy dyslokacyjnej o znacznym zrzucie skrzydła zachodniego.

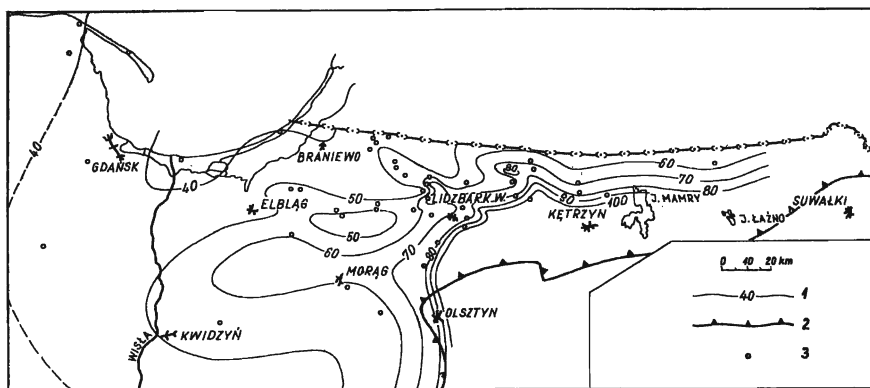


Fig. 20. Rozkład przybliżonej wartości stopnia geotermicznego (Distribution of the approximate value of the geothermic degree)

1 — izolinie przybliżonej wartości stopnia geotermicznego (isotherms of the approximate value of the geothermic degree),
 2 — umowna granica syneklizy perybałtyckiej (arbitrary boundary of the peribaltic syncline), 3 — otwory wiertnicze (boreholes)

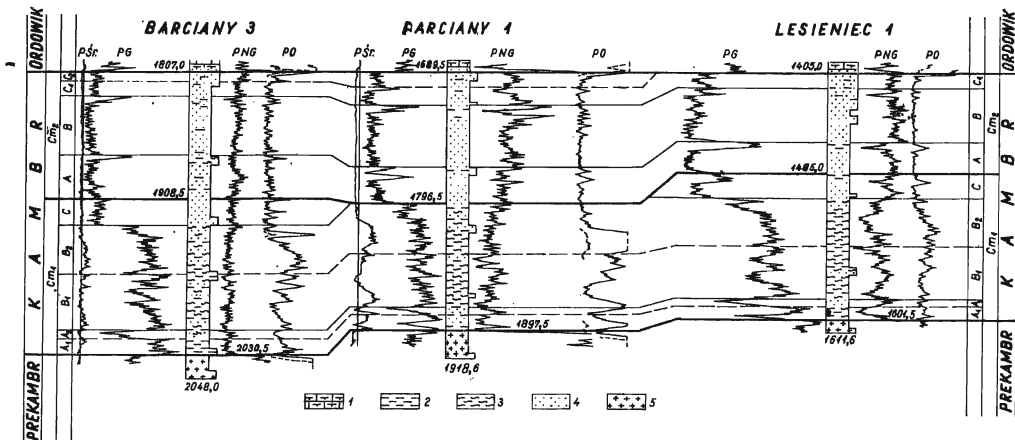


Fig 21. Korelacja wybranych profili kambru wzdłuż linii (Correlation of selected Cambrian profiles along the line) Barciany 3 — Lesieniec 1

1 — wapień margliste (marly limestones), 2 — ilowce (mudstones), 3 — mułowce (siltstones), 4 — piaskowce (sandstones), 5 — skały krystaliczne typu granitoidów (crystalline rocks of granitoid type)

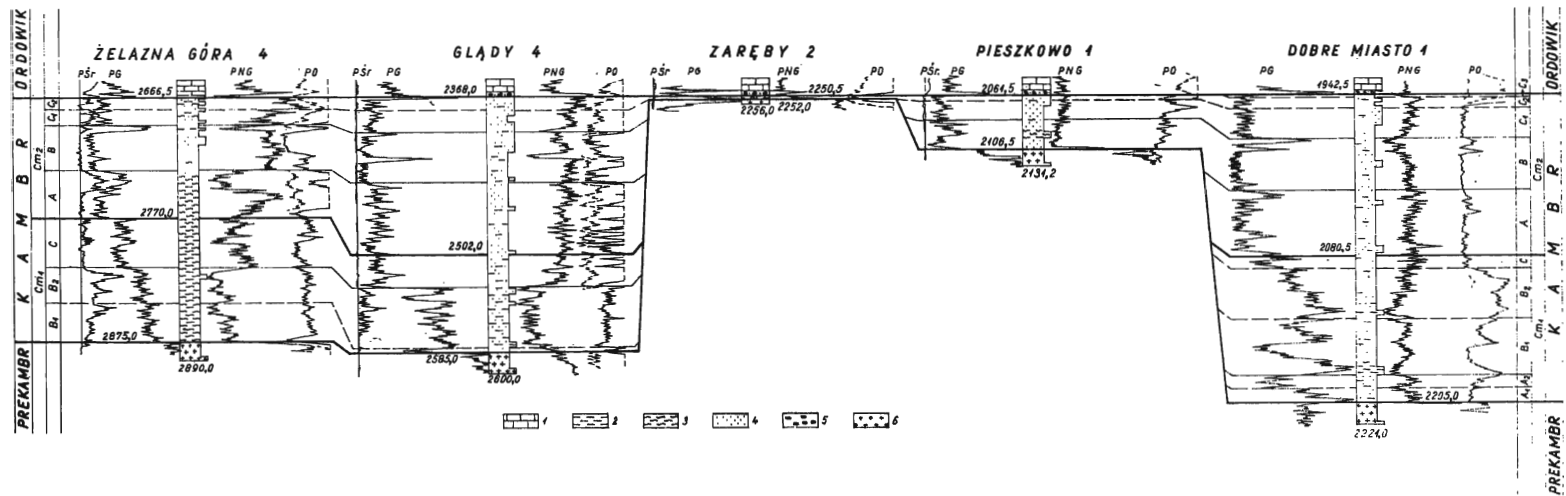


Fig. 22. Korelacja wybranych profili kambru wzdłuż linii (Correlation of selected Cambrian profiles along the line) Żelazna Góra 4 — Dobrze Miasto 1
 (1 — wapienie (limestones), 2 — ilowce (mudstones), 3 — mułowce (siltstones), 4 — piaskowce (sandstones), 5 — zlepieńce (conglomerates), 6 — skały krystaliczne typu granitoidów (crystalline rocks of granitoid type))

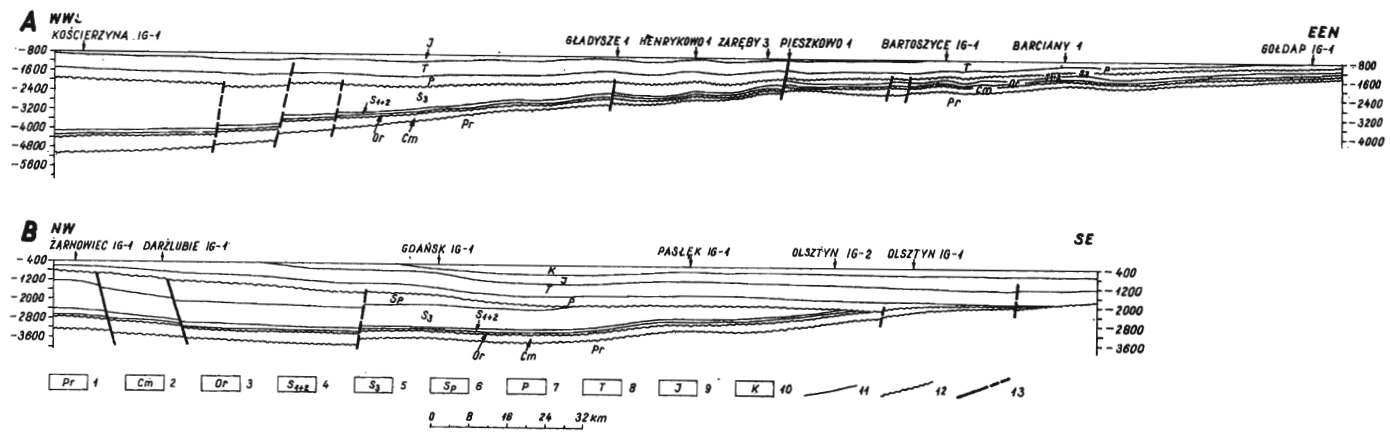


Fig. 23. Przekroje geologiczne (Geological sections): *A* Kościerzyna 1G1 — Góldap 1G1, *B* Dębki 3 — Olsztyn 1G1

1 — prekambryj (Precambrian), 2 — kambryj (Cambrian), 3 — ordowik (Ordovician), 4 — sylur-landower i wenlok (Silurian—Landoverian and Wenlockian), 5 — sylur-ludlow (Silurian—Ludlovian), 6 — sylur: piętro podlaskie (Silurian: Podlasie stage), 7 — perm (Permian), 8 — trias (Triassic), 9 — jura (Jurassic), 10 — kreda (Cretaceous), 1a — granice stratygraficzne (stratigraphic boundaries), 12 — granice niezgodności (boundaries of unconformities), 13 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults)

Wyniesiona strefa intruzji skał alkaliczno-gabroidalnych Wejsuny—Ełk—Tajno na wyniesieniu mazursko-suwalskim przedłuża się w kierunku zachodnim, co znajduje odbicie w miąższościach i facjach osadów, zwłaszcza dolno-sylurskich i permskich. Zarysowują się także charakterystyczne zmiany w rozkładzie temperatur w stropie kambru, a także wartości stopnia geotermicznego. W wyniesionych strefach podłoża krystalicznego temperatury są niższe, a stopień geotermiczny wyższy. W strefach obniżonych temperatury w stropie kambru są wyższe, a wartości stopnia geotermicznego niższe (fig. 19 i 20).

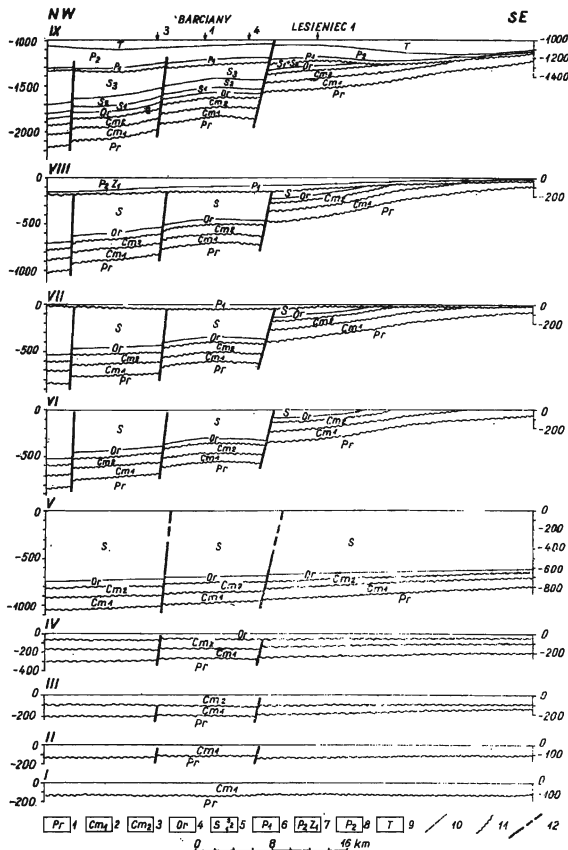


Fig. 24. Przekroje paleotektoniczne wzdłuż linii otworów (Paleotectonic sections along the line of boreholes) Barciany 3 — Lesieniec 1

I—IX — przekroje paleotektoniczne (paleotectonic sections): I — w kambrze dolnym (in the Lower Cambrian), II — przed kambrem środkowym (pre-Middle Cambrian), III — przed ordowikiem (pre-Ordovician), IV — przed sylurem (pre-Silurian), V — w końcowej fazie sedymentacji syluru (final phase of the Silurian sedimentation), VI — przed permem dolnym (pre-Lower Permian), VII — przed cechsztynem (pre-Zechstein), VIII — w końcowej fazie sedymentacji cyklotemu Z₁ w cechszynie (final phase of the Zechstein cyclothene Z₁ sedimentation), IX — przekrój geologiczny dzisiejszy (Present geological section)

1 — prekambryj (Pre-Cambrian), 2 — kambryj dolny (Lower Cambrian), 3 — kambryj środkowy (Middle Cambrian), 4 — ordowik (Ordovician), 5 — sylur (Silurian), 6 — perm dolny (Lower Permian), 7 — perm górny (Upper Permian): Z₁, 8 — perm górny (Upper Permian): Z₂, 9 — perm górny (Upper Permian): Z₃, 10 — perm górny: warstwy przejściowe (Upper Permian: transition beds), 11 — trias dolny (Lower Triassic), 12 — granice stratygraficzne (stratigraphic boundaries), 13 — granice niezgodności (boundaries of unconformities), 14 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults)

W rozwoju pokrywy osadowej na badanym obszarze obserwuje się znaczny wpływ zróżnicowania podłoża krystalicznego. Kompleksy granitowe: mazowiecki, dobrzyński i kaszubski wykazywały w historii paleozoicznego rozwoju większą tendencję do ruchów wznoszących względem otoczenia, co znalazło także odbicie w miąższościach osadów oraz w zasięgu erozji związanej z różnymi fazami ruchów przedardenidzkich i posylurskich.

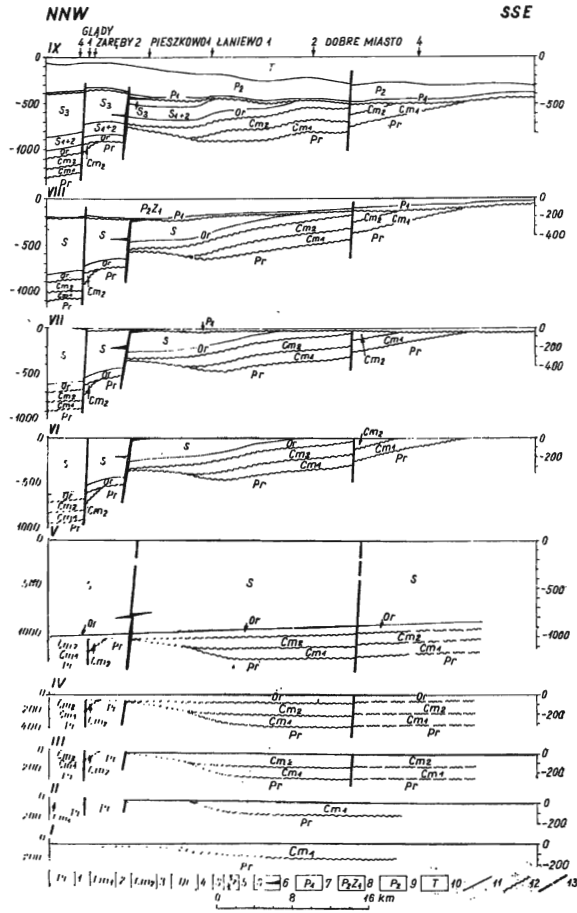


Fig. 25

Przekroje paleotektoniczne wzdłuż linii otworów (Paleotectonic sections along the line of boreholes) Zaręby 2 — Dobre Miasto 2

I—IX & 1—5 — vide Fig. 24
 6 — sylur: diabazy (Silurian: diabases),
 7 — perm dolny (Lower Permian), 8 — perm górny (Upper Permian) Z₁, 9 — perm górny: Z₂, Z₃ i warstwy przejściowe (Upper Permian: Z₂, Z₃ and transition beds),
 10 — trias (Triassic), 11 — granice stratygraficzne (stratigraphic boundaries), 12 — granice niezgodności (boundaries of unconformities), 13 — uskoki stwierdzone i przypuszczalne (observed and supposed faults)

Równoległe z ogólnym rozwojem syneklizy perybałtyckiej w obrębie jej staro-paleozoicznego kompleksu formowały się i mniejsze elementy strukturalne. Jakkolwiek główną rolę w procesie tworzenia się lokalnych elementów strukturalnych odgrywał okres ruchów posylurskich, których maksimum przypada na fazę ardeńską (Depowski 1968), to na ostateczną ich formę (fig. 7, 8), choć w mniejszym stopniu wpłynęła tektonika okresu permsko-mezozoicznego.

Na przykładzie szeregu lepiej poznanych lokalnych elementów strukturalnych należy stwierdzić, że ich początek rozwoju przypada już na wczesny okres tworzenia

się pokrywy osadowej. Niektóre nawet spośród rozpoznanych struktur takie jak: Głądy, Zaręby, Gładysze, a być może i Żarnowiec (Tyski 1973) zarysowały się jeszcze przed sedymentacją serii osadowej pokrywy platformowej. Rozwój struktury Barcian zapoczątkowany został po kambrze dolnym. Początek rozwoju lokalnych struktur w centralnej części syneklizy perybałtyckiej na przykładzie Krasnoborska i Uszakowska (Kapłań 1975) datuje się na początek syluru.

Jak wynika z analizy przekrojów geologicznych (fig. 24, 25) powstanie lokalnych elementów tektonicznych uzależnione było od wielokrotnie powtarzających się zaburzeń dysjunktywnych.

Ogólną prawidłowością form tektonicznych niższego rzędu jest zwiększenie się ich amplitudy od stropu ku spągowi kompleksu staropaleozoicznego.

Regionalnie odmienny sposób ułożenia utworów permomezozoiku powoduje, że starsze lokalne elementy tektoniczne zaznaczają się na ogół niewyraźnie i niewielką amplitudą.

W obwodzie kaliningradzkim Abramson & al. (1972) zauważyli, że lokalne elementy strukturalne staropaleozoiczne związane z południkowymi dyslokacjami nie zaznaczają się w planie struktur permskich, natomiast struktury związane z dyslokacjami równoleżnikowymi znajdują swe odbicie i w permie, co ich zdaniem wiąże się z reaktywowaniem starszych równoleżnikowych stref dyslokacyjnych. Obserwacje autora w polskiej części syneklizy perybałtyckiej w zasadzie pokrywają się z obserwacjami wspomnianych autorów, z tą jednak różnicą, że na naszym obszarze miały miejsce permskie ruchy tektoniczne także wzdłuż południkowych stref dyslokacyjnych. Ruchy te wywołały znaczne różnice w rozmieszczeniu facji utworów cechsztyńskich, co szczególnie wyraźnie zaznaczyło się w cyklotemie Z_1 .

*Przedsiębiorstwo Poszukiwań
Nafty i Gazu w Wołominie
ul. Łukasiewicza 1, 05-200 Wołomin*

LITERATURA CYTOWANA

- ABRAMSON R. I., KABANOV A. I., MURATOV E. A. & BOGOJAVLENSKAJA E. K. 1972. Nekotorye osobennosti tektonического строения структур, raspolozhennykh, na territorii Kaliningradskoj Oblasti RSFSR. Geofizicheskije issledowanija w Juzhnoj Pribaltike, Vilnius.
- ARENŃ B. 1976. Starszy paleozoik zachodniej części syneklizy perybałtyckiej — opracowanie zbiorowe (Older Palaeozoic of the Peri-Baltic Syneclise). *Biul. Inst. Geol.*, 270. Warszawa
- BAŁASZOW E. T., KNIESZNER L. & POLESZAK E. 1972. Warunki rozwoju lokalnych struktur w starszym paleozoiku na obszarze syneklizy perybałtyckiej. *Przeg. Geol.*, 11. Warszawa.
- BEDNARCZYK W. 1968. Ordowik rejonu Kętrzyna — NE Polska (The Ordovician in the region of Kętrzyn — NE Poland). *Acta Geol. Pol.*, 18 (4). Warszawa.
- 1972. Prekambr i kambr wyniesienia Łeby — NW Polska (The Precambrian and Cambrian of the Łeba elevation — NW Poland). *Acta Geol. Pol.*, 22 (4). Warszawa.
- & TURNAU-MORAWSKA M. 1975. Litostratygrafia osadów kambru i wendu w rejonie Łeby (Cambrian formations in the Łeba area, Northen Poland). *Acta Geol. Pol.*, 25 (4). Warszawa.
- BOGDANOV S. V., LAPINSKAJA T. T. & PODOBA N. V. 1971. Sostav i struktura fundamenta Vostoczno-Evropejskoj platformy — Petrofizicheskaja kharakteristika fundamenta.

- Isuchenie geologicheskogo stroenija Vostoczno-Evropejskoj platformy geofizicheskim metodami. „Nedra”, Moskva.
- BOJANOWSKI M. 1976. Zasięg i wiek podcechsztyńskiej serii terygenicznej północno-wschodniej Polski. *Nafta*, 2. Katowice.
- BONDARENKO B. W. 1970. Strukturno-veshchestvennye komplekсы dokembrija Bieloruskogo massiva. *Doklady A. N. BSSR*, 14 (8). Minsk.
- CZAJOR E. & WAGNER R. 1974. Pokrywa paleozoiczna — Perm. *W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce (The Palaeozoic Cover — Permian. In: Rocks of the Precambrian Platform in Poland, Part 2, Sedimentary Cover). Prace Inst. Geol.*, 74 (2), Pokrywa osadowa. Warszawa.
- DEPCIUCH T. 1973. Wiek bezwzględny i pozycja stratygraficzna syenitów oraz zasadowo-alkalicznych skał północno-wschodniej Polski (Absolute age and stratigraphical position of syenites and of basic-alkali rocks in the North-Eastern area of Poland). *Kwart. Geol.*, 17 (2). Warszawa.
- DEPOWSKI S. 1968. Geologiczne warunki występowania węglowodorów na Niżu Polskim (Geological conditions for the occurrence of hydrocarbons in the Polish Lowland). *Prace Inst. Geol. Warszawa*.
- 1973. Problemy określenia na Niżu Polskim obszarów i poziomów perspektywicznych pod względem ropo- i gazonośności. *Przeł. Geol.*, 2. Warszawa.
- & TYSKI S. 1968. Budowa geologiczna syneklizy perybałtyckiej i warunki występowania bituminów. *Przeł. Geol.*, 7. Warszawa.
- GOLDBERG W. S. & RUCHOWIEC N. M. 1972. Schematyczna mapa tektoniczna radzieckiej części syneklizy bałtyckiej. Leningrad. Archiwum Instytutu Geologicznego CUG w Warszawie.
- GÓRECKI W. 1971. Profil litostratygraficzny struktury Darłowa. *Przeł. Geol.*, 6. Warszawa.
- & STRZETELSKI W. 1972. Interpretacja batymetryczna piaskowców białego spągowca w wierceniach Łeba Geo-4. *Nafta*, 3. Katowice.
- GROCHOLSKI W. 1973. Badania strukturalne w geologii stosowanej (Structural Studies in Applied Geology). Z badań geologicznych regionu dolnośląskiego, 22, *Biul. Inst. Geol.* 264. Warszawa.
- JAWOROWSKI K. & MODLIŃSKI Z. 1968. Dolnosylurskie wapienie gruzłowe w północno-wschodniej Polsce (Lower Silurian nodular limestones in northeast Poland). *Kwart. Geol.*, 12 (3). Warszawa.
- JUSKOWIAK O. 1962. Skały prekambryjskie z wierceń Gołdap, Bartoszyce i Radzyń oraz rejonu Krasnopola. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1965. Charakterystyka petrograficzna skał norytowo-anortozytowych masywu suwalskiego. Sprawozdania z posiedzeń naukowych IG. *Kwart. Geol.*, 9 (2). Warszawa.
- 1971. Skały plutoniczne północno-wschodniej Polski (Plutonic rocks of north-eastern Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 245. Warszawa.
- & RYKA W. 1968. Prekamb, archaik i proterozoik — Polska północno-wschodnia. Budowa geologiczna Polski, t. I. Stratygrafia, cz. 1 — Prekamb i paleozoik. Warszawa.
- & — 1970. Występowanie metamorficznych utworów prekambryjskich. Platforma wschodnio-europejska. Geologia i surowce mineralne Polski, *Biul. Inst. Geol.*, 251. Warszawa.
- JUSKOWIAKOWA M. & POKORSKI J. 1970. Osady permu dolnego w syneklizie perybałtyckiej (Lower Permian deposits in the Peri-Baltic Syncline). *Biul. Inst. Geol.*, 224. Warszawa
- KAPLAN A. A. 1975. Istorija formirovanija lokalnykh tektonicheskikh struktur na primere nekotorykh neftjanykh mestorozhdenij Kaliningradskoj oblasti. Geologija krystalicheskogo fundamenta i sadochnogo chekhla Pribaltiki. Mingeo SSSR. Riga.
- KUBICKI S., RYKA W. & ZNOSKO J. 1972. Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce (Tectonics of the crystalline basement of the Precambrian platforms in Poland). *Kwart. Geol.*, 16 (3). Warszawa.

- LANGIER-KUŹNIAROWA A. 1971. Sylurskie bentonity Żarnowca. Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego. *Kwart. Geol.*, 15 (4). Warszawa.
- 1974a. Pokrywa paleozoiczna — Ordowik. *W: Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce (The Paleozoic Cover — Ordovician in: Rocks of the Precambrian Platform in Poland, Part 2, Sedimentary Cover)*. *Prace Inst. Geol.*, 74 (2). Pokrywa osadowa. Warszawa.
- 1974b. Pokrywa paleozoiczna — Sylur. *W: Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce (The Paleozoic Cover, Silurian in: Rocks of the Precambrian Platform in Poland, Part 2, Sedimentary Cover)*. *Prace Inst. Geol.*, 74 (2). Pokrywa osadowa. Warszawa.
- LAPINSKAS P. P. 1965. Metabentonity silura Litwy. Geologija i neftenosnost paleozoja Juzhnoj Pribaltiki. Trudy Inst. Geol. Vilnius, 1.
- LENDZION K. 1969. Kambr. Synekliza perybałtycka. Cz. I. *Prace Geostr. Inst. Geol.* Warszawa.
- 1970. Eokambr i kambr w otworze Żarnowiec IG-1. *Przegl. Geol.*, 7. Warszawa.
- 1972. Kambr subholmiowy w północno-wschodniej Polsce (Sub-Holmia Cambrian deposits in the North-Eastern area of Poland). *Kwart. Geol.*, 16 (3). Warszawa.
- 1975a. Fauna of the Mobergella Zone in the Polish Lower Cambrian. *Kwart. Geol.*, 19 (2). Warszawa.
- 1975b. Profil litologiczno-stratygraficzny — kambr. Profile głębokich otworów wiertniczych. Z. 27, Prabuty IG-1. Warszawa.
- 1976a. Stratygrafia kambru zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *W: Starszy paleozoik zachodniej części syneklizy perybałtyckiej (Stratigraphy of the Cambrian in the Western Part of the Peri-Baltic Syncline in: Oldred Paleozoic of the western part of the Peri-Baltic Syncline)*. *Biul. Inst. Geol.*, 270. Warszawa.
- 1976b. Profil litologiczno-stratygraficzny — kambr. Profile głębokich otworów wiertniczych. Z. 32, Żarnowiec IG-1. Warszawa.
- LISIAKIEWICZ S. 1970. Problemy strukturalne na obszarze tzw. wyniesienia Łeby w świetle sejsmicznych badań refleksyjnych. *Przegl. Geol.*, 7. Warszawa.
- LJARSKAJA L. A. & POLIVKO I. A. 1969. K litologo-stratigraficheskoi charakteristike devonskikh otlozhenii Lotvii. Voprosy regionalnoj geologii Pribaltiki i Belorusii. Min. Geol. SSSR. Vses. Nauchno-issledovat. Inst. Morskoj Geol. i Geof. Riga.
- MÄNNIL R. M. 1966. Istoriija razvitija baltijskogo bassejna v ordovike. Inst. Geol. Akad. Nauk Est. SSR. Tallin.
- MIKAILA V. V. 1965. Litologicheskaja kharakteristika pelitovoi frakcji i perspektivy ispolzovanija devonskikh glin shvjantoijskogo gorizonta. Geologija i neftenosnost paleozoja Juzhnoj Pribaltiki. Trudy Inst. Geol. Vilnius, 1.
- MODLIŃSKI Z. 1969. Ordowik — Synekliza perybałtycka. Cz. I. *Prace Geostr. Inst. Geol.* Warszawa.
- 1973. Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce (Stratigraphy and development of the Ordovician in North-Eastern Poland). *Prace Inst. Geol.*, 72. Warszawa.
- 1975a. Podstawowe zmiany facjalne i miąższościowe ordowiku platformowego północno-wschodniej Polski (Principal facies and thickness variations in the platform Ordovician of North-Eastern Poland). *Kwart. Geol.*, 19 (3). Warszawa.
- 1975b. Profile głębokich otworów wiertniczych. Z. 27, Prabuty IG-1. Warszawa.
- 1976. Stratygrafia i litologia ordowiku zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Starszy paleozoik zachodniej części syneklizy perybałtyckiej (Stratigraphy and lithofacies of the Ordovician in the western part of the Peri-Baltic Syncline, in: Older Palaeozoic of the Western Part of the Peri-Baltic Syncline). *Biul. Inst. Geol.*, 270. Warszawa.
- SZYMAŃSKI B. 1972. Dolny tremadok w rejonie Lidzbarku Warmińskiego (The Lower Tremadocian in the region of Lidzbark Warmiński). *Kwart. Geol.*, 16 (2). Warszawa.
- MOTYL-RAKOWSKA J. 1976. Rola uskoków w migracji i akumulacji bituminów w utworach paleozoicznych polskiej, wschodniej części syneklizy bałtyckiej. Warszawa.
- PAASIKIVI L. B. & ZAKASHANSKIJ M. S. 1965. Perspektywy neftegazonosnosti Pribaltiki. *Min. Geol. SSSR. Obzor.* 34, Moskwa.

- PAWŁOWSKA K. 1968. Perm — Niż Polski. Budowa geologiczna Polski, 1 (1). Stratygrafia, Warszawa.
- PIEKARSKA E. & KWIATKOWSKI S. 1975. Microfacial analysis of the Zechstein Limestone in the Eastern Part of the Peri-Baltic Syncline (Preliminary report). *Acta Geol. Pol.*, 25 (1) Warszawa.
- POBORSKI J. 1961. System permski na tak zw. wyniesieniu Łeby i związane z nim możliwości górnicze. *Przegl. Geol.*, 7. Warszawa.
- 1969. Rozwój idei potasonośnego „zagłębienia gdańskiego” w systemie permskim. *Przegl. Geol.*, 5. Warszawa.
- POKORSKI J. 1969. Perm dolny. Synekliza perybałtycka., Cz. I. *Prace Geostr. Inst. Geol.* Warszawa.
- 1974. Czerwony spągowiec platformy prekambryjskiej — miąższość i facje (The Rotliegende of the Precambrian Platform — thickness of facies). *Kwart. Geol.*, 18 (1). Warszawa.
- POLIVKO I. A. & ULST R. Z. 1969. Geologičeskaja obstanovka v konce silurijskogo i nachale devonskogo perjodov v Pribaltike. Voprosy regionalnoj geologii Pribaltiki i Bielorusii. Min. Geol. SSSR. Vses. Nauchno-issledovat. Inst. Morskoj Geologii i Geofiziki, Riga.
- POŻARYSKI W. 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego (Outline of Paleozoic and Mesozoic tectonics of the Polish Lowland). *Kwart. Geol.*, 8 (1). Warszawa.
- & TOMCZYK H. 1974. Rozwój powierzchni podpermskiej. W: Analiza warunków występowania nagromadzeń węglowodorów w gazo- i roponośnych basenach Polski. Problem węzłowy 01.04. *Arch. Inst. Geol.* Warszawa.
- RYKA W. 1961. Skały metamorficzne podłoża północno-wschodniej Polski — Sokółka (Metamorphic rock of substratum of North-Eastern Poland — Sokółka). *Kwart. Geol.*, 5 (2). Warszawa.
- 1964. O budowie i stratygrafii krystaliniku północno-wschodniej Polski (On structure and stratigraphy of crystalline basement in North-Eastern Poland). *Kwart. Geol.*, 8 (1). Warszawa.
- SIMONEN A. 1971. Das finnische Grundgebirge. *Geol. Rund.*, 60 (4). Stuttgart.
- SOKOŁOWSKI J. 1968. Charakterystyka geologiczna i strukturalna jednostek regionalnych Polski pod kątem poszukiwań bituminów. *Surowce mineralne*, 1. Warszawa.
- 1970. Profil litostratygraficzny — Czerwony spągowiec. Geologia i surowce mineralne Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 251. Warszawa.
- SOROKIN W. S. 1969. K istorii geologičeskogo razvitija zapadnoj i centralnoj časti Glavnogo devonskogo polja v pozdneshchigrovskoe i semilukskoe vremija. Voprosy regionalnoj geologii Pribaltiki i Bielorusii. Min. Geol. SSSR. Vses. Nauchno-issledovat. Inst. Morsk. Geol. i Geof. Riga.
- STOLARCZYK F. 1972. Nowe dane o permie wschodniej części syneklizy perybałtyckiej (New data on the Permian deposits in the eastern part of the Peri-Baltic Syncline). *Kwart. Geol.*, 16 (1). Warszawa.
- & TYSKI S. 1972a. Geologiczne warunki występowania węglowodorów w poziomach wapienia cechsztyńskiego Werry we wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Przegl. Geol.*, 6. Warszawa.
- & — 1972b. Geologiczne warunki występowania węglowodorów w osadach kambru we wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Przegl. Geol.*, 8/9. Warszawa.
- & — 1972c. Warunki geologiczne występowania węglowodorów w osadach ordowiku i syluru syneklizy perybałtyckiej na tle jej rozwoju. *Przegl. Geol.*, 10. Warszawa.
- SUWEIZDIS P. 1968. Rola uskoków kaledońskich i hercyńskich w rozwoju tektonicznym obszaru nadbałtyckiego (Role of Caledonian and Hercynian movements in the tectonical development of the Peri-Baltic area). *Kwart. Geol.*, 12 (4). Warszawa.
- SHVARC T. V. 1969. Tektoničeskoe stroenie platformennogo chekhla Zapadnoj Latvii. Voprosy regionalnoj geologii Pribaltiki i Belorusii. Mingeo SSSR. Vses. Nauchno-Inst. Morsk. Geolog. i Geof. Riga.

- SZYMAŃSKI B. 1971. Dolny ordowik w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego (Lower Ordovician in the north-eastern part of the Podlasie Depression). *Kwart. Geol.*, 15 (3). Warszawa.
- 1974. Tremadok obniżenia perybałtyckiego (Tremadocian in the Peribaltic Depression). *Kwart. Geol.*, 18 (2). Warszawa.
 - 1976. Zarys petrografii kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego (The outline of petrography of the Upper Cambrian of Eastern Peribaltic Depression). *Kwart. Geol.*, 20 (4). Warszawa.
- TOKHTUEV G. V. 1967. Struktury budinazh i ich rol v lokalizacji orudnenija. Kiev.
- TOMCZYK H. 1964 a. Nowe dane o stratygrafii i tektogenezie starszego paleozoiku w Polsce. *Przegl. Geol.*, 6. Warszawa.
- 1964b. Stratygrafia syluru w północno-wschodniej Polsce (Silurian stratigraphy in Northeastern Poland). *Kwart. Geol.*, 8 (3). Warszawa.
 - 1965. Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych — sylur. Profile głębokich otworów wiertniczych. Z. 27, Prabuty IG-1. Warszawa.
 - 1968. Stratygrafia syluru w obszarze nadbałtyckim Polski na podstawie wierceń (Silurian stratigraphy in the Peribaltic areas of Poland, based on drilling data). *Kwart. Geol.*, 12 (1). Warszawa.
 - 1969. Sylur. W: Synekliza perybałtycka, cz. I. *Prace Geostr. Inst. Geol.* Warszawa.
 - 1974. Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych — sylur. Profile głębokich otworów wiertniczych. Z. 14, Bartoszyce IG-1, Gołdap IG-1. Warszawa.
 - 1976a. Rozwój litofacji syluru w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. W: Starszy paleozoik w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej (Development of the lithofacies of the Silurian in the western part of the Peri-Baltic Syncline, in: Older Paleozoic of the western part of the Peri-Baltic Syncline). *Biul. Inst. Geol.*, 270. Warszawa.
 - 1976b. Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych — sylur. Profile głębokich otworów wiertniczych. Z. 32, Żarnowiec IG-1. Warszawa.
- TOMCZYKOWA E. & WITWICKA E. 1974. Stratigraphic correlation of Podlasian deposits on the basis of ostracodes and trilobites in the Peri-Baltic area of Poland (Upper Silurian). *Biul. Inst. Geol.*, 276. Warszawa.
- TYYSKI S. 1960. Niektóre problemy geologiczne w północno-wschodniej Polsce w nawiązaniu do obszarów przyległych. *Przegl. Geol.*, 4. Warszawa.
- 1968. Wyniki badań poszukiwawczo-naftowych w obwodzie kaliningradzkim i na Litwie oraz wnioski dotyczące polskich prac poszukiwawczych. *Geologia za granicą*, 9 (4). Warszawa.
 - 1969. Rozwój sedimentacji i tektoniki. W: Synekliza perybałtycka, cz. I — Budowa geologiczna. *Prace Geostr. Inst. Geol.* Warszawa.
 - 1973. Rozwój strukturalno-tektoniczny obszaru Żarnowca. *Przegl. Geol.*, 3. Warszawa.
 - 1974. Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Obszar wyniesiony platformy wschodnio-europejskiej (część północna). W: Budowa geologiczna Polski, 4, Tektonika, cz. 1, Niż Polski. Warszawa.
- WAGNER R. 1969. Perm górny. W: Synekliza perybałtycka, cz. I. *Prace Geostr. Inst. Geol.* Warszawa.
- VASILJAUSKAS V. M. 1965. O granice otlozhenij kaledonskogo i gercinskogo etapov v Polsko-Litevskoj sineklize. Geologija i neftenosnost paleozoja Juzhnoj Pribaltiki. *Trudy Inst. Giel.* Vilnius, 1.
- ZNOSKO J. 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej podłoża pozakarpaciejskiej Polski (Present status of knowledge of geological structure of deep substratum of Poland beyond the Carpathians). *Kwart. Geol.*, 6 (3). Warszawa.
- 1966. Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy (Geological units of Poland and their situation in the tectonics of Europe). *Kwart. Geol.*, 10 (3). Warszawa.

F. STOLARCZYK

SUMMARY

The area of the present investigations covers the south-western part of the peribaltic syncline.

The writer's research studies confirm the previously recognized block character in the structural style of the peribaltic syncline as suggested by the presence of numerous deep dislocations. This is applicable most particularly to the Old Paleozoic structural stage.

The peribaltic depression was marked already in the Cambrian. Its most readily distinguishable formation occurred in the Devonian-Carboniferous. The axis of the sedimentary basin in the Cambrian constituted by the greatest thickness of sediments lay along the line from Kościerzyna to Wilno (Vilnius). Advancing subsequently northwards during the Paleozoic sedimentation it followed the southern peripheries of Latvia during the Carboniferous. During the Permian sedimentation it is gradually displaced southwards as far as the northern slope of the Mazury-Suwalki elevation. This is most clearly suggested in comparing the thickness of sediments in Zechstein cyclothem and the occurrence range of the saliferous horizons.

Comparatively the maximum gradient of changes in the facies and thickness of Old Paleozoic sediments occurs along the line of the Lower Vistula course and may be connected with the existence of a regional southern dislocation zone with a considerable downthrow of the western limb. The oldest Cambrian members, the so-called Żarnowiec series occur to the west of that line. Here the Cambrian deposits are more deep-water in character as is shown by the markedly greater mudstone content when compared with that in the area east of the Vistula. Similarly it is in this zone that occurs the Ordovician boundary of the carbonaceous facies, it being thicker in the east and a thinner mudstone one in the west.

The sedimentation of Paleozoic rocks was broken up by intermittent periods of the intensity of uplifting block movements in the substratum, the area of the blocks showing the maximum uplifting being also at that time subjected to erosion. This process is fairly well detectable at the turn of the Lower and Middle Cambrian. In order to determine its range the Cambrian has been cut up into smaller complexes on geophysical prospecting diagrams. Their correlation has shown the absence of the youngest Cm_1C member out of those differentiated in the Lower Cambrian in the neighbourhood of Lidzbark Warmiński and Barciany. Following the Lower Cambrian these regions had been somewhat more uplifted the overlying sediments being partly outwashed.

This process is still more evident after the Middle Cambrian, where the dismembered into blocks syncline areas are quite distinct. The further east and the nearer to the Mazury-Suwalki elevation the deeper the erosional activities.

The longest discontinuity connected with strongest erosion is Post-Silurian. At that time the erosional processes in the Polish part of the Platform area continued with varying intensity until the Permian.

The bearing of the differentiated structure of the crystalline substratum is observable in the development of the sedimentary cover within the area under consideration. Namely, facing the general tendencies towards the uplifting of the platform, the oldest and simultaneously the lightest of the granite complexes, that is those of Mazowsze, Dobrzyń and Kaszuby, were subjected to the greatest uplifting and the sediments covering them to the deepest erosion. Hence, in the marginal area of the platform, above the granite massifs, there is a lack of deposits of the Podlasie stage (Silurian) in spite of their observed presence farther NE within the axial zone of the peribaltic syncline.

The development of positive local structural forms in the sedimentary complex started during the initial period of sedimentation. In the Cambrian this was expressed mainly in the decreasing thickness of particular stratigraphic members in elevated areas. This resulted, on the one hand, from the slower tempo of sedimentation in elevated areas, or even its complete absence at certain periods, like for example in the Zareby region, while on the other hand it is due to the more elevated

structural elements being eroded during the sedimentary breaks, like for instance in the region of Barciany or Zaręby.

There are also differences in the lithological development of Cambrian sediments on elevated areas and outside of them, these are, however, less readily explained.

In the Lower Silurian, the more important local forms of elevation, such as the ridge of Zaręby or that of Olsztyn, showed an increase in the thickness of nodular limestones. Mudstone sedimentation dominated to the west in deeper zones. Hence, undoubtedly, the tectonic activity of the substratum favoured facial differentiation.

The principal phases of the formation of local tectonic forms are referable to the end of the Silurian (the ardenne phase). This being probably connected with the folding of the Caledonian Chain in the western forefield of the Platform, also to the turn of the Lower and Upper Carboniferous (the Sudetic phase).

The positive structural forms developed during the older Paleozoic were expressed in an increase in the thickness of the Zechstein anhydrites, mainly the anhydrite of the Lower Z_1 cyclothem.
