

Ryszard WAGNER

Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce

Dokonano analizy podziału litostratygraficznego cechsztynu oraz jego położenia w tabeli chronostratygraficznej, z której wynika, że osady te tworzyły się w ostatnich 5 mln lat górnego permu. Prześlędzono rozwój basenu cechsztyńskiego w Polsce i dokonano analizy paleotektonicznej. Wydzielono trzy główne rejony, różniące się stabilnością, tempem subsydencji i ewolucją basenu: 1 – względnie stabilny obszar platformy prekambryjskiej, 2 – bruzdę środkowopolską z maksymalnym tempem subsydencji rzędu 300 m/mln lat, 3 – labilną platformę waryscyjską. W obrębie tych rejonów wyróżniono jednostki tektoniczne niższego rzędu. Rozpatrzono problemy dziedziczenia późnowaryscyjskich ruchów tektonicznych w rozwoju basenu cechsztyńskiego.

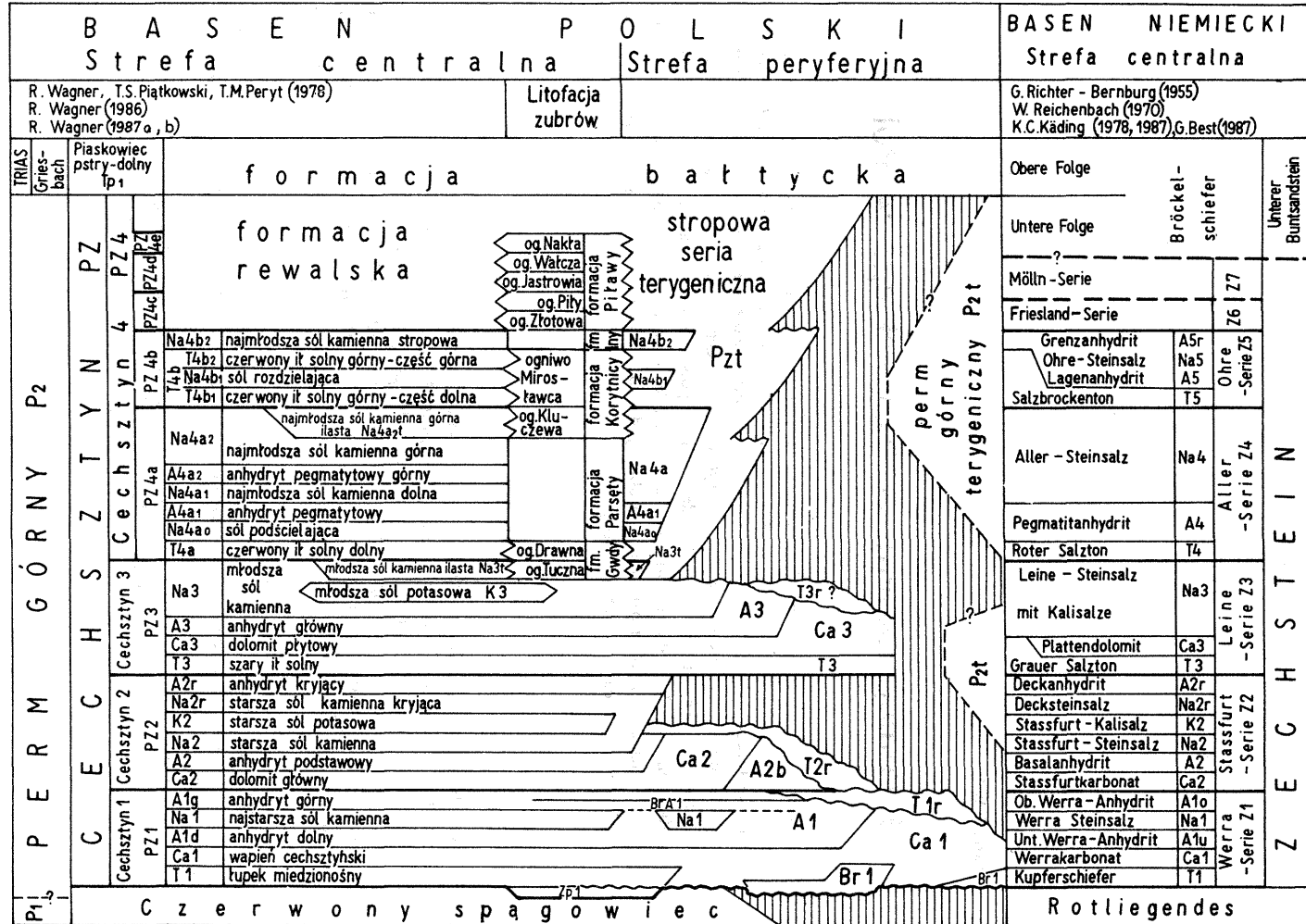
WSTĘP

Rekonstrukcji ewolucji basenu cechsztyńskiego w Polsce dokonano na podstawie analizy ilościowych map litofacjalno-paleomiąższościowych cyklotemów cechsztyńskich oraz map paleofacjalnych i paleogeograficznych cechsztyńskich poziomów węglanowych. Opracowano mapę paleomiąższości osadów cechsztynu metodą superpozycji dodatniej map poszczególnych cyklotemów. Mapa ta odzwierciedla układ paleostrukturalny spągu cechsztynu ukształtowany pod koniec permu.

Mapy cyklotemów i poziomów węglanowych skonstruowano na podstawie blisko 2000 profilów pochodzących z otworów wiertniczych przemysłu naftowego i Instytutu Geologicznego. Stratygrafia i litologia cechsztynu tych profilów została opracowana w jednolity sposób przez autora.

Mapy powyższe są drugą, zmodyfikowaną i unowocześnioną wersją analogicznych map wykonanych w latach 1976–1978 i opublikowanych w *Atlasie litofacjalno-paleogeograficznym permu ...* (1978).

Korelacja podziałów litostratigraficznych cechszynu basenu polskiego i niemieckiego



34

Ryszard Wagner

STRATYGRAFIA

Stratygrafia cechsztynu – megafacji ewaporatowej najwyższego permu w Europie – ma charakter litostratygraficzny. W Polsce stosowany jest podział polegający na wyróżnieniu cyklotemów węglanowo-ewaporatowych (R. Wagner i in., 1978), podobnie jak w basenie niemieckim. Cyklotemy te charakteryzują się dużą unifikacją litologii w całej centralnej części basenu europejskiego, co umożliwia dokładne korelacje poziomów litostratygraficznych na dużych obszarach (R. Wagner, 1986). Podział cyklotemowy jest podziałem genetycznym, umożliwiającym rejestrację ważnych wydarzeń sedymentacyjnych i tektonicznych w skali całego basenu. W kilku państwach (Wielka Brytania, Holandia, Dania, ZSRR) dokonano formalizacji litostratygrafii cechsztynu. Pomimo to, podstawową jednostką litostratygraficzną pozostał cyklotem, niezależnie od tego czy nadano mu rangę formacji, czy też grupy (R. Wagner, 1986).

Trudności w korelacji powstają na tych obszarach, gdzie cykliczność sedymentacji staje się nieczytelna z powodu lokalnych zmian w środowisku sedymentacji. Najczęściej mamy do czynienia z tymi zjawiskami w brzeżnej strefie basenu, gdzie ewaporaty ulegają silnym zmianom miąższości i facji, a także wyklinowują się. Bliskość ładu wpływała również zakłócająco na cykliczność sedymentacji poprzez dostawę materiału terygenicznego, nie związanego genetycznie z procesami sedymentacji w basenie.

Trzy najstarsze cyklotemy węglanowo-ewaporatowe: cechsztyń 1 (PZ1), cechsztyń 2 (PZ2) i cechsztyń 3 (PZ3), wyróżnione w Polsce, odpowiadają stratotypom w basenie niemieckim. Korelacja jest bardzo dobra, nawet w szczegółach (tab. 1), a niewielkie różnice w wykształceniu litologicznym mają charakter lokalny. Korelacja młodszych osadów cechsztynu – cyklotemu PZ4 nie jest już taka prosta. Odmienny przebieg sedymentacji i tempa subsydencji w basenach polskim i niemieckim spowodowały duże zmiany w miąższości i litologii tych osadów. Zasadnicza różnica polega na istnieniu w centralnej części basenu polskiego unikatowej litofacji zubrów. Zubry powstały w wyniku jednoczesnej sedymentacji soli kamiennej z osadami terygenicznymi. Utwory terygeniczne, głównie ilowce, tworzą liczne, cienkie, regularne i nieregularne przewarstwienia, zajmując od 15 do 85% miąższości profilu. W litofacji zubrów osady te są dominującym, charakterystycznym elementem profilów, tworząc kompleksy o miąższości od kilkudziesięciu do 150 m. Maksymalna miąższość cechsztynu wykształconego w tej litofacji wynosi 400 m. Odmienność litologiczna zubrów, sprawiająca trudności w korelacji z podziałem cyklotemowym, była powodem opracowania lokalnego, formalnego podziału litostratygraficznego (R. Wagner, 1987a). Strefę zubrów, zajmującą centralną część basenu polskiego, otacza obszar występowania litofacji ilasto-solnej (R. Wagner, 1987a). Subcyklotemy PZ4a i PZ4b wykształcone w tej facji różnią się od serii Z4 (Aller) i Z5 (Ohre) głównie większą miąższością oraz obecnością dodatkowych poziomów litologicznych: soli podścielającej (Na_4a_0) i soli rozdzielającej (Na_4b_1). W profilu polskim brak jest poziomu anhydrytowego występującego w serii Z5 pod nazwą *Lagenanhydrit* (tab. 1).

Najważniejszym wnioskiem wynikającym z korelacji zubrów z podziałem cyklotemowym w basenie polskim i niemieckim było stwierdzenie, że najmłodszy kompleks zubrów o miąższości 150 m – formacja Piławy – jest młodszy od subcyklotemu PZ4b i jego odpowiednika w basenie niemieckim – serii Z5 (R. Wagner, 1987b). Dolnej części formacji Piławy odpowiada seria Z6 (*Friesland* – K.Ch. Käding, 1978, 1987) osiągająca do 20 m miąższości. Według najnowszych danych uzyskanych na Sympozjum Cechsztyńskim w Hanowerze w 1987 r. w basenie Helgolandu i w obni-

zeniu dolnej Łaby ponad serią Z6 występują jeszcze młodsze ewaporaty nazwane serią Z7 – *Mölln* (G. Best, 1987). Seria ta, o miąższości do 35 m, jest zapewne odpowiednikiem wyższej części formacji Piławy. Dla szczegółowszych korelacji konieczne są dokładniejsze informacje z obszaru RFN. Zubry formacji Piławy w północno-zachodniej Polsce przechodzą obocznie w czerwone mułowce formacji rewalskiej, a w Polsce południowej w stropową serię terygeniczną (Pzt) – tab. 1. Na podstawie badań sedymentologicznych (G. Pieńkowski, 1987) wykazano, że osady te, reprezentujące środowiska playa i sebhka z podrzędnym udziałem osadów fluwialnych, należą do regresywnego cyklu najwyższego cechsztynu. Tezę tę potwierdzają wyniki badań palinologicznych przytoczonych niżej. Leżąca wyżej formacja bałtycka zaliczana do dolnego pstręgo piaskowca rozpoczyna się transgresywnymi osadami morskimi.

Nowa granica cechsztyń – pstry piaskowiec w basenie polskim została postawiona na przejściu środowisk sedymentacyjnych lądowych – najwyższego cechsztynu – i morskich – najniższego pstręgo piaskowca. Jest ona zgodna z globalną regresją u schyłku permu i transgresją dolnego triasu. Tak określoną granicę można śledzić również na wykresach geofizyki wiertniczej, która akcentuje różnice litologiczne między tymi kompleksami.

Badania porównawcze z analogicznymi osadami w basenie niemieckim wykazały duże podobieństwo w litologii i środowiskach sedymentacji (U. Brüning, 1986). Spąg formacji bałtyckiej można korelować z granicą między dolną i górną serią kompleksu *Bröckelschiefer* (R. Wagner, praca w druku), zaliczanego dotychczas w całości do dolnego pstręgo piaskowca.

Istotną kwestią dla rozważań paleotektonicznych, warunkującą możliwość określania tempa subsydencji, jest ustalenie pozycji stratygraficznej cechsztynu w skali chronostratygraficznej i geochronologicznej. Określenie tej pozycji od dawna sprawiało wiele trudności ze względu na prawie całkowity brak przewodniej fauny w cechsztynie i całkowity w jego górnej części. Sytuacja ta jest jeszcze bardziej skomplikowana rozbieżnościami poglądów i trwającymi wciąż dyskusjami na temat opracowania jednolitego, standardowego profilu chronostratygraficznego górnego permu. Korelacja tych osadów jest bowiem w skali globalnej bardzo trudna z powodu izolacji poszczególnych basenów sedymentacyjnych i – powiązanego z tym – endemizmu fauny, powszechnej regresji w końcu permu i katastroficznego wymierania organizmów zwierzęcych.

Dolna granica cechsztynu była najczęściej korelowana ze spągami piętra kazańskiego lub ufimu na platformie rosyjskiej. Nowsze wyniki badań wykazały, że granicę tę w tabeli chronostratygraficznej należy znacznie przesunąć ku górze, zapewne powyżej stropu kazania. Szczególne znaczenie stratygraficzne ma tu konodont *Merrillina divergens* Bender et Stoppel (H. Szaniawski, 1969), powszechnie występujący w wapieniu cechsztyńskim w całym basenie europejskim. Analogiczne konodonty notowane są w dolnej części piętra abadeh w Iranie, reprezentującego wyższą część górnego permu (*Iranian – Japanese research group*, 1981). Badania palinologiczne pozwalają korelować osady cechsztynu z piętrem tatarskim. Tezę o przynależności cechsztynu do najwyższego permu potwierdzają również najnowsze wyniki badań magnetostratygraficznych (M. Menning, 1986), sytuujące cechsztyń w górnym tatarze. Zbieżne z tymi wynikami są wnioski wynikające z badań geochronologii izotopowej, wskazujące że cechsztyń reprezentuje ostatnie 5 mln lat górnego permu (245–250 mln lat – G.S. Odin, 1982).

Granica perm/trias w Polsce została dość precyzyjnie określona badaniami palinologicznymi i sedymentologicznymi. Badania palinologiczne udowodniły wiek górnopermski najwyższych cyklotemów cechsztyńskich (od PZ4a do PZ4c

włącznie) oraz niższej części stropowej serii terygeniczej – Pzt (S. Dybova-Jachowicz i in., 1984). Występuje tu zespół mikroflory górnego permu z *Lueckisporites virkkiae* Bc. Natomiast w dolnej części formacji bałtyckiej znaleziono zespół mikroflory triasowej tworzący poziom palinologiczny *Lundbladispora obsoleta* – *Protohaploxypinus panti* (T. Orłowska-Zwolińska, 1984). Analogiczny zespół występuje na Grenlandii (B.E. Balme, 1979; S. Piasecki, 1984) w osadach datowanych amonitami: *Otoceras woodwardi boreale* Spath, *Glyptopliceras* (*Hypopliceras*) *triviale* Spath na dolny griesbach. W najniższej części formacji bałtyckiej stwierdzono również zespół *Acritarcha* – *Veryhachium* – *Micrhystridium* potwierdzający wnioski sedimentologiczne o morskiej genezie tych osadów (G. Pieńkowski, praca w druku). Badania sedimentologiczne udowodniły ponadto ciągłość sedimentacji stropowej serii terygeniczej i formacji rewalskiej z formacją bałtycką.

Obecnie toczy się ożywiona dyskusja o przynależności warstw z *Otoceras* do permu lub triasu. Nie wnikając głębiej w tę dyskusję można stwierdzić, że konsekwencją decyzji o zaliczeniu tych warstw do permu byłaby zmiana wieku dolnego pstręgo piaskowca na górnopermski.

Podsumowując wyniki badań chronostratygraficznych wydaje się nie ulegać wątpliwości, że cechsztyńskie osady najwyższego permu, tworzące się nie dłużej niż 5 mln lat. Oznacza to, że tempo subsydencji w basenie polskim osiągnęło w tym czasie wysoką wartość 300 m/mln lat.

ROZWÓJ BASENU

Główne rysy budowy cechsztyńskiego basenu sedimentacyjnego zostały odziedziczone po bańnię górnego czerwonego spągowca uformowanego w wyniku działalności późnowaryscyjskich ruchów tektonicznych. W schyłkowej fazie sedimentacji górnego czerwonego spągowca, poprzedzającej transgresję cechsztyńską, cały obszar był w znacznym stopniu spenplenizowany (R. Wagner i in., 1980) przez procesy denudacji i akumulacji. Tylko najsilniej zaakcentowane wypiętrzenia lub ich kulminacje zachowały częściowo swoje znaczenie. W tektonicznej strefie Koszalina – Chojnic zaznaczył się pas wyniesień i obniżeń o kierunku NW – SE, związany ze skomplikowaną budową blokową podłoża permu i różnicami odporności na wietrzenie skał starszego i młodszego paleozoiku. Największe urozmaicenie morfologii istniało na obszarze objętym fałdowaniami waryscyjskimi (J. Pokorski, 1988). Do wyniesionych elementów tej strefy należy zaliczyć dwupasmowy garb wolsztyński, przecięty depresją – rowem Poznań oraz elewację Żagania i Bolesławca. Między tymi wyniesieniami rozpościerało się płaskie obniżenie – bruzda śląska, a na południowym zachodzie obniżenie Jagodzina. Na południu rozciągały się wypiętrzone w epoce waryscyjskiej masywy Sudetów i Gór Świętokrzyskich.

Głównym elementem obniżanym była centralna część basenu czerwonego spągowca – bruzda środkowopolska położona między frontem fałdowań waryscyjskich a południowo-zachodnią krawędzią platformy prekambryjskiej. Obszar ten charakteryzował się silną subsydencją kompensowaną przez sedimentację, a u schyłku czerwonego spągowca tworzył rozległe, płaskie zagłębienia morfologiczne.

Obszar starej platformy był w znacznej części pozbawiony osadów górnego czerwonego spągowca, które wypełniały kilka nieckowatych, izolowanych od siebie zagłębień. Na przełomie czerwonego spągowca i cechsztyńskim nastąpiło dość

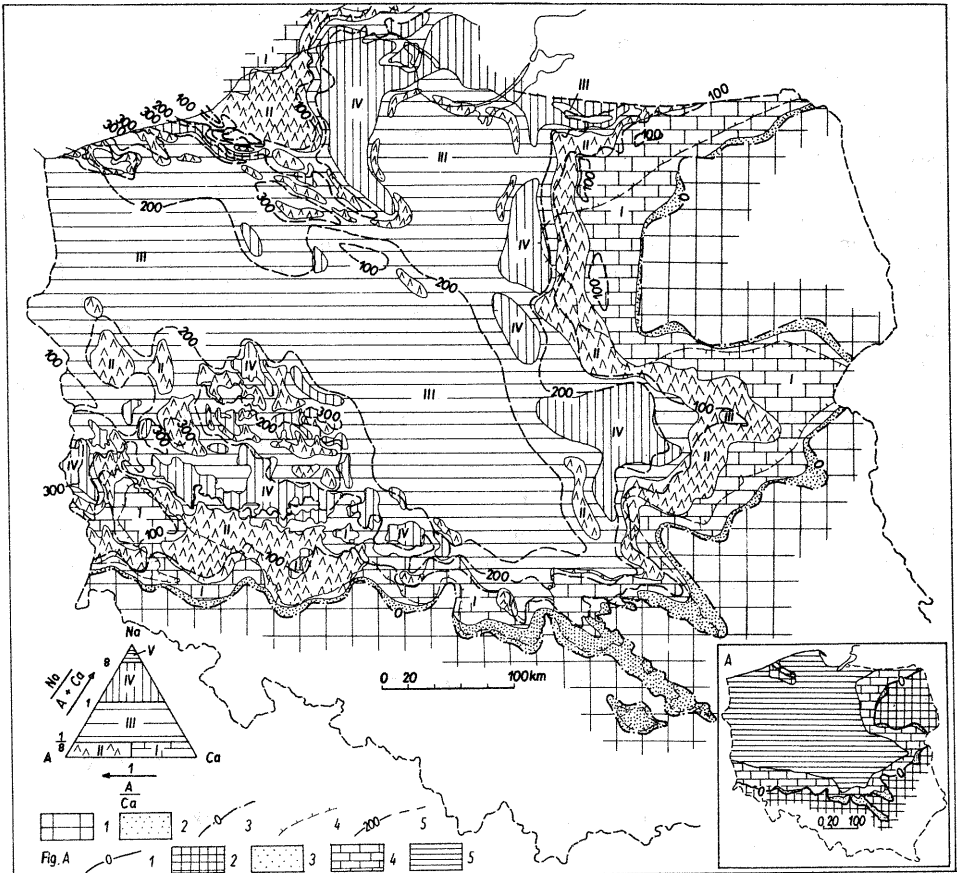


Fig. 1. Paleomiąższości i litofaciejs cechsztynu 1 (PZ1)
Palaeothickness and lithofacies of the Zechstein 1 (PZ1)

1 – obszary lądowe bez osadów cechsztynu; 2 – osady terygeniczne; zasięg cyklotemu PZ1: 3 – pierwotny, 4 – współczesny; 5 – izopachyty pierwotne w metrach; trójkąt klasyfikacyjny: Na – skały chlorkowe (sole kamienne i potasowe), A – skały siarczanowe (anhydryty i gipsy), Ca – skały węglanowe (dolomity i wapień); A/Ca – współczynnik siarczanowo-węglanowy; Na/A + Ca – współczynnik solonośności; I – V – klasy litofacjalne; fig. A – schematyczna mapa paleogeograficzna wapienia cechsztyńskiego: 1 – pierwotny zasięg basenu, 2 – obszary lądowe, 3 – osady terygeniczne, 4 – obszar platformy węglanowej, 5 – otwarty basen

1 – land areas devoid of the Zechstein sediments; 2 – terrigenous sediments; PZ1 cyclothem extent: 3 – primary, 4 – present; 5 – primary isopachs in metres; classification triangle: Na – chlorine rocks (Na- and K-salts), A – sulphates (anhydrite and gypsum), Ca – carbonates (dolomites and limestones), A/Ca – sulphate-carbonate coefficient, Na/A + Ca – salt content coefficient; I – V – lithofacies classes; Fig. A – diagrammatic palaeogeographic map of the Zechstein Limestone: 1 – primary extent of the basin, 2 – land areas, 3 – terrigenous sediments, 4 – carbonate platform area, 5 – open basin

silne ugięcie dna zbiornika, które umożliwiło szybkie wtargnięcie od zachodu morza cechsztyńskiego. O istnieniu ruchów obniżających świadczy rozszerzenie granic basenu, wyrażone przekraczającym ułożeniem osadów cechsztynu na czerwonym spągowcu. Szczególnie wyraźnie zjawisko to zaznaczyło się na platformie prekambryjskiej, na którą morze cechsztyńskie wkroczyło dwiema zatokami: nadbałtycką i podlaską (fig. 1).

leżą przekraczając na cechsztynie, jakkolwiek ukształtowanie basenu jest ludzaco podobne do cechsztyńskiego. Również i w tym czasie bruzda środkowopolska tworzyła strefę centralną basenu, charakteryzującą się maksymalną subsydemcją.

ANALIZA PALEOTEKTONICZNA

Na podstawie analizy profilów stratygraficznych i rozwoju basenu w kilku jego etapach wyznaczanych cyklotemami oraz mapy paleotektonicznej (fig. 5) można wyodrębnić w basenie cechsztyńskim trzy zasadnicze obszary. Różnią się one wyraźnie subsydemcją i ewolucją basenu. Są to: 1 – platforma prekambryjska, 2 – bruzda środkowopolska (usytuowana częściowo na platformie kaledońskiej), 3 – platforma waryscyjska.

PLATFORMA PREKAMBRYJSKA

Platforma prekambryjska charakteryzowała się w cechsztynie dość dużą stabilnością, brakiem wybitnych obniżzeń oraz rozległością wyróżnionych jednostek strukturalnych. Był to obszar o względnie słabej subsydemcji kompensowanej gromadzeniem osadów. Najwybitniejszymi jednostkami strukturalnymi były dwie zatoki: nadbałtycka i podlaska rozdzielone lądem mazurskim. W zatokach będących obszarami obniżonymi profile cechsztynu są pełniejsze (bez ewaporatów cyklotemu PZ4), ale miąższość cechsztynu przekracza tu 400 m jedynie na niewielkim obszarze. W północno-zachodniej części obszaru zaznaczyło się wyraźnie wyniesienie kaszubskie z bardzo zredukowanym miąższościowo i stratygraficznie cechsztynem.

Na obrzeżeniu wyniesienia kaszubskiego oraz lądu mazurskiego i lądu radomsko-lubelskiego utworzyły się tarasy: pomorski, mazurski i podlaski. Miąższość cechsztynu nie przekracza tu 300 m, a profile są zredukowane stratygraficznie do poziomów węglanowych i siarczanowych. Sole kamienne występują sporadycznie, liczne są natomiast luki sedimentacyjne.

Układ i wielkość stref stabilnych i labilnych cechsztynu wykazuje dużą zbieżność z walnymi jednostkami tektonicznymi tej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wyniesienie kaszubskie utworzyło się w zachodniej części wyniesienia Łęby, zatoka nadbałtycka rozwinięta jest na obszarze syneklizy perybałtyckiej, a zatoka podlaska w obniżeniu podlaskim. Ląd mazurski jest genetycznie związany z wyniesieniem mazursko-suwałskim.

Plan strukturalny cechsztynu jest odmienny od planu górnego czerwonego spągowca, a jedynym podobieństwem jest względna stabilność tego obszaru w obu etapach rozwoju basenu permskiego. Tempo subsydemcji wynosiło w cechsztynie około 50 m/mln lat i było około 6-krotnie mniejsze niż w bruzdzie środkowopolskiej i ponad 2-krotnie mniejsze niż na platformie waryscyjskiej.

Na platformie prekambryjskiej można wyróżnić kilka krzyżujących się kierunków tektonicznych wpływających na kształt i ewolucję basenu. W południowo-zachodniej części dominują kierunki NW – SE, równoległe do krawędzi platformy prekambryjskiej. W osi zatoki nadbałtyckiej występują kierunki zbliżone do południkowych o niejasnej genezie. W obrzeżeniu lądów mazurskiego i radomsko-lubelskiego obserwuje się kierunki prostopadłe do krawędzi platformy (NE – SW).

Południowo-zachodnia granica omawianego obszaru pokrywa się z południowo-zachodnią krawędzią platformy prekambryjskiej i przebiega wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista, potwierdzonej refrakcyjnymi badaniami sejsmicznymi (J. Znosko, 1974; R. Dadlez, 1982).

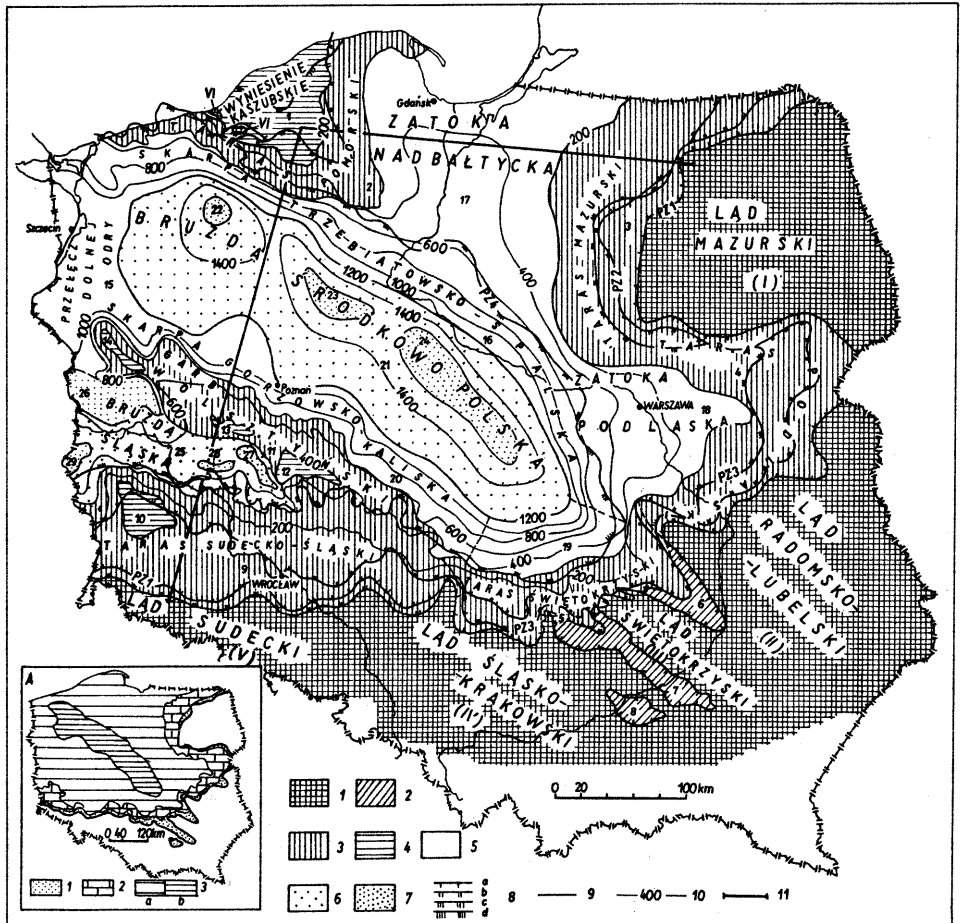


Fig. 5. Mapa paleotektoniczna cechsztynu

Palaeotectonic map of the Zechstein

1 – obszary lądowe podlegające degradacji: ląd mazurski (I), ląd radomsko-lubelski (II), ląd świętokrzyski (III), ląd śląsko-krakowski (IV), ląd sudecki (V), obszar wysp Jamna – Polanowa (VI); 2 – obszary stabilne o nieznacznej subsydencji (głównie wypełnianie reliefu przez osady): zatoka Ostrowiec Świętokrzyski (6), zatoka Jędrzejowa (7), obniżenie Tarnowa (8); 3 – obszary o względnie słabej subsydencji w porównaniu do sąsiednich rejonów: taras pomorski (2), taras mazurski (3), taras podlaski (4), taras świętokrzyski (5), taras sudecko-śląski (9), garb wolsztyński (11); 4 – elewacje na obszarach o względnie słabej subsydencji charakteryzujące się zmniejszoną subsydencją: wyniesienie kaszubskie (1), elewacja Żagania (10), elewacja Pogorzeli (12), elewacja Kościana (13), elewacja Sulęcina (14); 5 – obszary o zróżnicowanej subsydencji przeważnie dość silnej: przełęcz dolnej Odry (15), skarpa trzebiatowsko-spalska (16), zatoka nadbałtycka (17), zatoka podlaska (18), skarpa sulejowska (19), skarpa gorzowsko-kaliska (20); 6 – obszary o silnej subsydencji w porównaniu do sąsiednich obszarów: bruzda środkowopolska (21), bruzda śląska (25); 7 – obszary o maksymalnej subsydencji w porównaniu do sąsiednich rejonów: depresja Czaplinka (22), depresja Szubina (23), depresja Kutna (24), depresja Słubic (26), depresja Kąkolewa (27), depresja Wschowej (28), depresja Sękwowic (29); 8 – pierwotne zasięgi jednostek litostratygraficznych: a – cyklotemu PZ1, b – cyklotemu PZ2, c – cyklotemu PZ3, d – cyklotemu PZ4; 9 – granice jednostek paleotektonicznych; 10 – paleoizohipsy spągu cechsztynu (paleomiąższość) w metrach; 11 – linia przekroju paleotektonicznego cechsztynu (fig. 6); A – schematyczna mapa rejonizacji głównych asociacji litologicznych: 1 – asociacja skał czerwonych, 2 – asociacja skał węglanowych, 3 – asociacja ewaporatów: a – skał solnych, b – zubrów

1 – eroded land areas: the Mazury Land (I), the Radom – Lublin Land (II), the Świętokrzyskie Land (III), the Silesia – Cracow Land (IV), the Sudety Land (V), the Jamno-Polanów insular area (VI); 2 – stable areas with slight subsidence (mainly relief filled in with sediments): the Ostrowiec Świętokrzyski Bay (6), the Jędrzejów Bay (7), the Tarnów Depression (8); 3 – areas with relatively weak subsidence in comparison with adjacent regions: the Pomerania Terrace (2), the Mazury Terrace (3), the Podlasie Terrace (4), the Świętokrzyskie Terrace (5), the Sudetic-Silesian Terrace (9), the Wolsztyn Ridge (11); 4 – elevations in the areas with relatively weak subsidence characterized by lowered subsidence: the Kaszuby

BRUZDA ŚRODKOWOPOLSKA

Bruzda środkowopolska wraz z przylegającymi do niej skarpami strukturalnymi (fig. 5) była obszarem o zdecydowanej tendencji do obniżenia i maksymalnej subsydencji w cechszynie, najczęściej kompensowanej przez sedimentację. W osiowej części bruzdy tempo subsydencji osiągnęło wysoką wartość około 300 m/mln lat.

Bruzda środkowopolska była najwybitniejszym elementem obniżonym w cechszynie (fig. 5, 6). Stale działające od górnego czerwonego spągowca ruchy obniżające umożliwiły osadzenie się, bez przerw i luk erozyjnych, najpełniejszego profilu stratygraficznego w europejskim basenie cechsztyńskim, liczącego 1500 m miąższości. W obrębie bruzdy zaznaczają się trzy depresje: Czaplina (22), Szubina (23) i Kutna (24), z których ostatnia jest hipotetyczna. Granice depresji wyznacza izopachyta 1500 m. Silna subsydencja tej strefy wynikała z jej szczególnego położenia tektonicznego – między zachodnią krawędzią starej platformy a frontem fałdowań warwscyjskich (S. Marek, J. Znosko, 1972; R. Wagner i in., 1980).

Bruzda środkowopolska była ograniczona skarpami stanowiącymi zbocza jednostek stabilniejszych (fig. 5). Skarpy były regionalnymi strefami zwiększonych gradientów miąższości. Przeciętny przyrost miąższości wynosił około 20 m/km, a lokalnie wzrastał do 100 m/km, np. w północnych częściach skarp trzebiatowsko-spalskiej i gorzowsko-kaliskiej. Od północnego zachodu bruzdę środkowopolską ogranicza strukturalna przełęcz dolnej Odry, charakteryzująca się nieco mniejszą subsydencją i oddzielająca bruzdę od basenu północnoniemieckiego. W niektórych etapach ewolucji basenu była obszarem zmian miąższości i facji (cyklotemy PZ1 i PZ4). Strefa osiowa bruzdy pokrywa się dość dokładnie z osią basenu górnego czerwonego spągowca, a północno-wschodnia granica skarpy trzebiatowsko-spalskiej jest zbliżona do zasięgu osadów górnego czerwonego spągowca na platformie paleozoicznej. Rozciągłość NW–SE obu tych jednostek jest zgodna z przebiegiem strefy Teisseyre'a-Tornquista.

Nie ulega wątpliwości, że zachodnia krawędź platformy prekambryjskiej miała zasadniczy wpływ na układ stref stabilnych i labilnych w permie, wyrażony drastycznymi zmianami miąższości i facji (J. Znosko, 1979, 1980; R. Wagner i in., 1980).

Skarpa sulejowska (19) ograniczająca od południa bruzdę ma kierunek zbliżony do równoleżnikowego, podobnie jak tarasy: świętokrzyski i sudecko-śląski. Na północy kierunki takie mają również zachodnie odcinki tarasu pomorskiego i skarpy trzebiatowsko-spalskiej. Być może, są to kierunki kaledońskie, odmłodzone w etapie hercyńskim (J. Znosko, 1974).

Skarpa gorzowsko-kaliska leży w strefie zewnętrznego pasma garbu wolsztyńskiego z okresu górnego czerwonego spągowca. Pasma to uległo obniżeniu i zosta-

Elevation (1), the Żagań Elevation (10), the Pogorzale Elevation (12), the Kościan Elevation (13), the Sulęcín Elevation (14); 5 – areas with differentiated subsidence – chiefly rather strong: the Lower Odra Saddle (15), the Trzebiatów – Spała Slope (16), the Baltic Bay (17), the Podlasie Bay (18), the Sulejów Slope (19), the Gorzów–Kalisz Slope (20); 6 – areas with high subsidence in comparison with adjacent regions: the Mid–Polish Furrow (21), the Silesia Furrow (25); 7 – areas with maximum subsidence in comparison with adjacent regions: the Czaplina Depression (22), the Szubin Depression (23), the Kutno Depression (24), the Słubice Depression (26), the Kąkolew Depression (27), the Wschowa Depression (28), the Sękowice Depression (29); 8 – primary extents of lithostratigraphical units: a – the PZ1 cyclothem, b – the PZ2 cyclothem, c – the PZ3 cyclothem, d – the PZ4 cyclothem; 9 – palaeotectonic unit boundary; 10 – the Zechstein base palaeoisohypes (thickness in metres); 11 – line of the Zechstein palaeotectonic cross-section (Fig. 6); A – diagrammatic location map of main lithological associations: 1 – red beds association, 2 – carbonate association, 3 – evaporite association: a – Na-salt, b – zubers

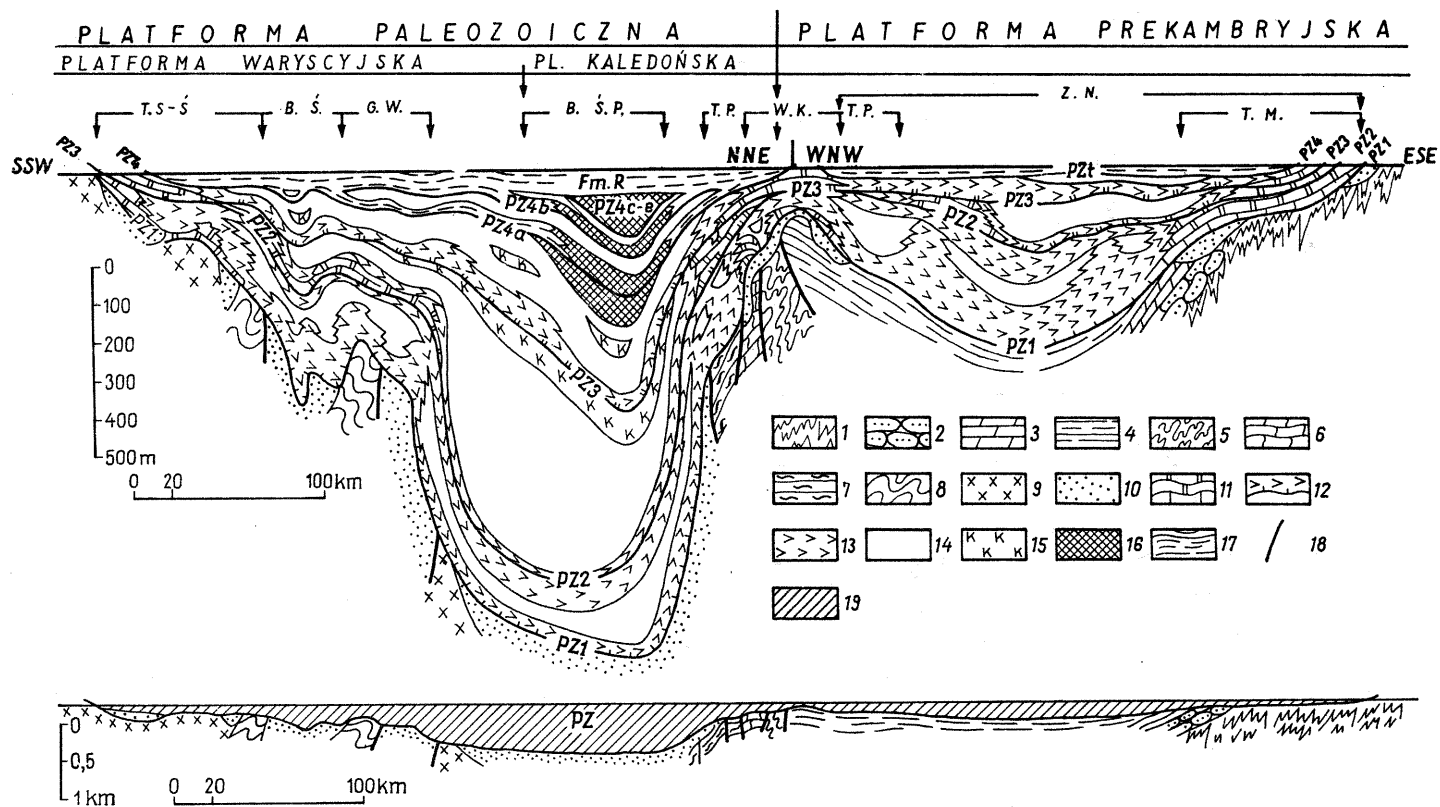


Fig. 6. Przekrój paleotektoniczny cechsztynu (wzdłuż linii na fig. 5)
 The Zechstein palaeotectonic cross-section (along the line in Fig. 5)

ło wchłonięte w obszar silnej subsydencji częściowo w cyklu PZ1, a całkowicie w cyklu PZ2.

PLATFORMA WARYSCYJSKA

Obszar fałdowań waryscyjskich był w cechszynie stabilniejszy niż bruzda środkowopolska. Strefa ta charakteryzuje się blisko trzykrotnie mniejszym tempem subsydencji (około 100 m/mln lat) i znacznym jej zróżnicowaniem, wynikającym zapewne z niejednorodności orogenu waryscyjskiego. W porównaniu do platformy prekambryjskiej uderzający jest tu mozaikowy układ stref mniej i bardziej labilnych oraz ich mniejsze rozmiary.

Najwybitniejszą jednostką tektoniczną o charakterze wypiętrzenia był garb wolsztyński mający rozmiary 250 × 40 km (fig. 5). W obrębie garbu zaznaczają się trzy niewielkie elewacje: Sulęcina (14), Kościana (13) i Pogorzeli (12). Dominującym kierunkiem tektonicznym jest NW–SE, podobnie jak w bruzdzie środkowopolskiej. W tym też kierunku zaznaczają się podrzędne zmiany w subsydencji. Najwyższe jej tempo występowało w NW części garbu, najniższe w części SE. W tym też kierunku garb wolsztyński stopniowo przechodzi w taras sudecko-śląski. W porównaniu do górnego czerwonego spągowca garb ten charakteryzuje się mniejszym urozmaiceniem morfologii i mniejszymi rozmiarami.

Ze wszystkich stron (z wyjątkiem SE części) garb wolsztyński otoczony jest obniżeniami (fig. 5). Na SW rozciąga się bruzda śląska z wybitną depresją Słubic (26) i słabiej zaakcentowanymi depresjami: Sękowic (29), Wschowej (28) i Kąkolewa (27). W depresji Słubic tempo subsydencji wynosiło około 160 m/mln lat. Bruzda śląska częściowo pokrywa się z analogiczną bruzdą z górnego czerwonego spągowca, przy czym oś bruzdy cechsztyńskiej jest bardziej przesunięta ku NE.

Na obszarze bruzdy śląskiej ujawniają się dwa kierunki tektoniczne: pierwszy NW–SE w północno-wschodniej części bruzdy, analogiczny do kierunków jak na przylegającym garbie wolsztyńskim, i drugi zbliżony do równoleżnikowego, dominujący na tarasie sudecko-śląskim.

Taras sudecko-śląski charakteryzuje się znacznie większą stabilnością i mniejszą subsydencją (rzędu 50 m/mln lat) porównywalną z jej tempem na platformie prekambryjskiej. Była to brzeżna strefa basenu cechsztyńskiego z silnie rozwiniętymi platformami węglanowymi i siarczanowymi. Zaznacza się

1 – prekambr, 2 – kambryj, 3 – ordowik, 4 – sylur, 5 – sfałdowane utwory starszego paleozoiku, głównie ordowiku i syluru (kaledonidy), 6 – dewon, 7 – karbon, 8 – sfałdowane utwory młodszego paleozoiku, głównie karbonu (waryscydy), 9 – skały wulkaniczne dolnego czerwonego spągowca, 10 – górny czerwony spągowiec; cechszyn: 11 – węglany (wapienie i dolomity), 12 – skały węglanowe o miąższości poniżej 10 m pod przykryciem ewaporatów, 13 – siarczany (anhydryty i gipsy), 14 – sole kamienne, 15 – sole potasowe, 16 – zuby, 17 – skały terygeniczne, głównie ilowce i mułowce, 18 – uskoki, 19 – skały cechszynu ogólnie; PZ – cechszyn, PZ1 – PZ4a – e – cyklometry cechsztyńskie, Fm.R – formacja rewalska, PZt – stropowa seria terygeniczna; T.S–Ś – taras sudecko-śląski, B.Ś – bruzda śląska, G.W. – garb wolsztyński, B.Ś.P. – bruzda środkowopolska, T.P. – taras pomorski, W.K. – wyniesienie kaszubskie, Z.N. – zatoka nadbałtycka, T.M. – taras mazurski

1 – Precambrian, 2 – Cambrian, 3 – Ordovician, 4 – Silurian, 5 – folded rocks of Older Palaeozoic, mainly Ordovician and Silurian (Caledonides), 6 – Devonian, 7 – Carboniferous, 8 – folded rocks of Younger Palaeozoic, mainly Carboniferous (Variscides), 9 – volcanic rocks of Lower Rotliegendes, 10 – Upper Rotliegendes; Zechstein: 11 – carbonates (limestones and dolomites), 12 – carbonate rocks less than 10 m thick covered by evaporites, 13 – sulphates (anhydrite and gypsum), 14 – Na-salts, 15 – K-salts, 16 – zubers, 17 – terrigenous rocks, mainly claystones and siltstones, 18 – faults, 19 – the Zechstein rocks in general; PZ – Zechstein, PZ1 – PZ4a – e – the Zechstein cyclothems, Fm.R – the Rewal Formation, PZt – top terrigenous series, T.S–Ś – the Sudetic-Silesian Terrace, B.Ś. – the Silesian Furrow, G.W. – the Wolsztyn Ridge, B.Ś.P. – the Mid-Polish Furrow, T.P. – the Pomerania Terrace, W.K. – the Kaszuby Elevation, Z.N. – the Baltic Bay. T.M. – the Mazury Terrace

tu tylko jedna, wyraźna elewacja Żagania (10), zajmująca częściowo obszar garbu łuzycznego z okresu górnego czerwonego spągowca. Zanikły natomiast jednostki strukturalne z tego okresu jak depresja Jagodzina, zapadlisko śródsudeckie i rów Laskowic.

Na tarasie śląsko-sudeckim zdecydowanie dominują kierunki tektoniczne zbliżone do równoleżnikowego. Jak już wspomniano, są to kierunki starsze, zapewne kaledońskie, odmłodzone w etapie hercyńskim.

*

Rozwój basenu cechsztyńskiego w Polsce jest epizodem w historii permu. Basen ten rozwijał się w szczególnym okresie dziejów Ziemi: na przełomie dwóch er – paleozoiku i mezozoiku, i na przełomie dwóch epok tektonicznych – waryscyjskiej i alpejskiej.

W basenie polskim zasadniczą przebudową tektoniczną, stwarzającą podstawowe zręby basenu górnego czerwonego spągowca na platformie paleozoicznej, była faza saalska (J. Pokorski, 1978). Wydaje się również nie ulegać wątpliwości, że osady górnego czerwonego spągowca były powiązane z wygasającym diastrofizmem paleozoicznym i reprezentują stadium późnej molasy. Basen cechsztyński odziedziczył po górnym czerwonym spągowcu główne rysy budowy basenu na platformie paleozoicznej.

Transgresja cechsztynu nastąpiła w wyniku silnych ruchów obniżających, które przemodelowały basen, rozszerzając znacznie zasięg, zwłaszcza na platformie prekambryjskiej. Zdarzenie to stworzyło podstawowe ramy strukturalne późniejszego basenu mezozoicznego (R. Wagner i in., 1980).

Zakład Geologii Złóż Ropy i Gazu
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 28 września 1987 r.

PIŚMIENNICTWO

- ATLAS LITOFACJALNO-PALEOGEOGRAFICZNY PERMU OBSZARÓW PLATFORMOWYCH POLSKI (1978) – Red. S. Depowski. Inst. Geol. Warszawa.
- BALME B.E. (1979) – Palynology of Permian – Triassic boundary beds at Kap Stosch, East Greenland. *Meddelelser om Grønland*, **200**, p. 1–37, nr 6.
- BEST G. (1987) – Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in NW-Deutschland nach Borlochmessungen. Intern. Symp. Zechstein 87. Abstracts/Posters, p. 18–19. Bochum.
- BRÜNING U. (1986) – Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. *Geol. Jb.*, **A90**, p. 3–125.
- DADLEZ R. (1982) – Tektonika permu-mezozoiku a głębokie rozłamy strefy Teisseyre'a-Tornquista na terenie Polski. *Kwart. Geol.*, **26**, p. 273–284, nr 2.
- DYBOVA-JACHOWICZ S., ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., WAGNER R. (1984) – Permian/Triassic boundary in the Polish Depositional Basin (litho-and palynostratigraphical results). 27 Intern. Geol. Congr. Abstracts, **1**, p. 37.
- IRANIAN-JAPANESE RESEARCH GROUP (1981) – The Permian and the Lower Triassic systems

- in Abadeh Region, Central Iran. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Min., **47**, p. 61–133, nr 2.
- KÄDING K.Ch. (1978) – Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden – Württemberg. Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. **60**, p. 233–252.
- KÄDING K.Ch. (1987) – Verbreitung und Mächtigkeit der Höheren Zechstein – Folgen im zentralen Teil des Zechsteinbeckens. Intern. Symp. Zechstein 87. Abstracts/Posters, p. 46–47. Bochum.
- MAREK S., ZNOSKO J. (1972) – Tektonika Kujaw. Kwart. Geol., **16**, p. 1–15, nr 1.
- MENNING M. (1986) – Zur Dauer des Zechsteins aus magnetostratigraphischer Sicht. Z. Geol. Wiss., **14**, p. 395–404, nr 4.
- ODIN G.S. (1982) – The Phanerozoik time scale revisited. Episodes, **3**, p. 3–9.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1984) – Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of Western Poland. Acta Palaeont. Pol., **29**, p. 161–194, nr 3–4.
- PIASECKI S. (1984) – Preliminary palynostratigraphy of the Permian – Lower Triassic sediments in Jameson Land and Scoresby Land, East Greenland. Bull. Geol. Soc. Denmark, **32**, p. 139–144.
- PIEŃKOWSKI G. (1987) – Permian/Triassic and Zechstein/Buntsandstein boundaries in Poland – a sedimentological approach. Intern. Symp. Zechstein 87. Abstracts/Posters, p. 42–43. Bochum.
- PIEŃKOWSKI G. (praca w druku) – Facial criteria for delimitating Zechstein/Buntsandstein and Permian/Triassic boundaries in Poland. Intern. Symp. Zechstein 1987. Proceedings.
- POKORSKI J. (1978) – Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. Prz. Geol., **24**, p. 686–694, nr 12.
- POKORSKI J. (1988) – Mapy paleotektoniczne czerwonego spągowca w Polsce. Kwart. Geol., **32**, p. 15–32, nr 1.
- REICHENBACH W. (1970) – Die lithologische Gliederung der recessiven Folge von Zechstein 2–5 in ihrer Beckenausbildung – Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. Paläont., **4**, p. 555–563.
- RICHTER-BERNBURG G. (1955) – Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. Z. Deutsch. Geol. Ges., **105**, p. 843–854.
- SZANIAWSKI H. (1969) – Conodonts of the Upper Permian of Poland. Acta Palaeont. Pol., **14**, p. 325–337, nr 2.
- WAGNER R. (1986) – Problemy formalnej litostratygrafii cyklotemów ewaporatowych na przykładzie cechsztynu. Prz. Geol., **34**, p. 250–254, nr 5.
- WAGNER R. (1987a) – Stratygrafia i charakterystyka litologiczna – cechsztyń. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoże. Pr. Inst. Geol., **119**, p. 64–81.
- WAGNER R. (1987b) – Stratigraphy of the Uppermost Zechstein in North-Western Poland. Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., **35**, p. 265–273, nr 3–4.
- WAGNER R. (praca w druku) – Stratigraphie des höchsten Zechsteins im polnischen Zentralbecken. W: Intern. Symp. Zechstein 1987. Proceedings.
- WAGNER R., PIĄTKOWSKI T., PERYT T.M. (1978) – Polski basen cechsztyński. Prz. Geol., **24**, p. 673–686, nr 12.
- WAGNER R., POKORSKI J., DADLEZ R. (1980) – Paleotektonika basenu permu na Niżu Polskim. Kwart. Geol., **24**, p. 553–569, nr 3.
- ZNOSKO J. (1974) – Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscum against the tectonics of Europe. Biul. Inst. Geol., **274**, p. 7–47.
- ZNOSKO J. (1979) – Tectonischer Rahmen und geodynamische Genese permischer Bildungen in der VR Polen. Z. Angew. Geol., **25**, p. 447–458, z. 10.
- ZNOSKO J. (1980) – Tafelrandstrukturen im Lichte der neusten geologische-geophysikalischen Untersuchungsergebnisse. Z. Geol. Wiss., **8**, p. 377–391, nr 4.

Рышард ВАГНЕР

ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕХШТЕЙНОВОГО БАСЕЙНА В ПОЛЬШЕ**Резюме**

Стратиграфические, литостратиграфические и хроностратиграфические исследования показали, что отложения цехштейна являются самыми верхними в пермском разрезе и скорее всего аналогичны верхнетатарскому ярусу на Русской платформе (таб. 1). Осадконакопление длилось, вероятно, не более 5 млн. лет. Максимальная скорость опускания дна и накопления осадков в польском бассейне была довольно высокой и достигала 300 м/млн. лет. Развитие цехштейнового бассейна в Польше было прослежено по картам палеомощностей и фаций цехштейновых циклов (фиг. 1—4). Карта палеомощностей всего цехштейна (фиг. 5) рассматривалась с точки зрения палеотектоники. Было выделено 3 главных района, отличающихся друг от друга по стабильности, темпу осадконакопления и эволюции бассейна, а именно: докембрийская платформа, Центральнопольская впадина и варисцийская платформа.

Докембрийская платформа в цехштейне отличалась стабильностью, отсутствием чрезвычайно глубоких впадин и наличием крупных структур. Опускание дна бассейна шло медленно, примерно 50 м/млн. лет и компенсировалось седиментацией. Распределение и величина стабильных и подвижных областей в цехштейне в большой мере совпадает с главными тектоническими элементами Восточно-Европейской платформы. По изменчивости фаций и мощностей было выделено несколько пересекающихся тектонических зон, влияющих на форму и эволюцию бассейна. На юго-западе докембрийской платформы преобладают зоны СЗ—ЮВ простирания, параллельные линии Тейссера-Торнквиста (зона Т-Т). В осевой части балтийского залива тектонические зоны невыясненного происхождения ориентированы в направлении С—Ю. Во впадинах Мазурского и Радомско-Люблинского материков такие зоны имеют широтное и СВ—ЮЗ направление, перпендикулярное к краю докембрийской платформы. Скорее всего это древние тектонические зоны, возрожденные в герцинскую эпоху.

Центральнопольская впадина вместе с примыкающими структурными уступами была в цехштейне областью самого глубокого погружения дна бассейна. Скорость этого опускания, преимущественно компенсированного осадками, достигла 300 м/млн. лет. Постоянное опускание, длившееся начиная с красного лежня, способствовало осаждению без пауз и эрозионных перерывов самого полного в Европе разреза цехштейна, мощностью 1500 м. В самых верхах этого разреза образовалась уникальная литофация зуберов. В Центральнопольской впадине преобладают тектонические зоны СЗ—ЮВ направления, параллельные зоне Т-Т. Только на севере и на юге ее наблюдаются зоны широтного простирания. Распределение тектонических зон и глубина этой впадины обусловлены ее особым положением между докембрийской платформой и фронтом варисцидов.

Варисцийская платформа отличалась менее интенсивным опусканием дна бассейна (в среднем около 100 м/млн. лет) и большей дифференцированностью этого процесса, отразившейся в мозаичности распределения фациальных зон и областей большей и меньшей подвижности. Причиной могла быть неоднородность варисцийского тектогена. Ярко выражена также генетическая связь структурных элементов цехштейна со структурами верхнего красного лежня, в особенности это касается Вольштынской гряды и Силезской впадины. На севере этой области преобладают тектонические зоны СЗ—ЮВ направленности, связанные с варисцийским тектогеном. На юге (Судетско-Силезская терраса) это почти широтные зоны, предположительно каледонские, возрожденные в герцинское время.

Главные черты строения цехштейнового бассейна на палеозойской платформе были унаследованы от бассейна верхнего красного лежня, сформировавшегося в итоге процессов поздневарисцийской саальской фазы. Сильные движения опускания, имевшие место на пограничье красного лежня и цехштейна, способствовали распространению цехштейнового моря на докембрийскую платформу, что определило основные рамки последующего мезозойского бассейна.

Ryszard WAGNER

THE EVOLUTION OF THE ZECHSTEIN BASIN IN POLAND

Summary

Litho- and chronostratigraphic investigations have shown that the Zechstein represents the uppermost Permian sediments – that conform most probably with Upper Tatarian on the East-European Platform (Tab. 1). The time of its sedimentation was probably not longer than 5 my.

The maximum subsidence rate in the Polish basin was as high as 300 m/my. Based on the palaeo-thickness and facies maps of the Zechstein Basin in Poland was investigated. The palaeothickness map of the whole Zechstein (Fig. 5) was interpreted from the palaeotectonic point of view. Based on these researches three basic regions, differentiated by stability, subsidence rate and basin evolution have been distinguished. They were as follows: the Precambrian Platform, the Mid-Polish Furrow and the Variscan Platform.

The Precambrian Platform area was characterized in the Zechstein by remarkable stability, the lack of marked depressions and large sizes of distinguished structural units. The subsidence was weak – about 50 m/my – and was compensated by the sediments. The arrangement and magnitude of stable and labile zones in the Zechstein showed remarkable concurrence main tectonic units of the East-European Platform. Based on changes in facies and thickness some crossing tectonic directions influencing the shape and evolution of the basin have been distinguished. The NW – SE directions parallel to the Teisseyre-Tornquist Zone (the T – T Zone) dominate in the south-western part of the Precambrian Platform. The N – S directions of dubious origin occur in the axis of the Baltic Bay. The subparallel directions and the NE – SW directions perpendicular to the edge of the Precambrian Platform are observed in the depressions of the Mazury and Radom – Lublin lands. They are most likely the older tectonic directions rejuvenated in the Hercynian stage.

Mid-Polish Furrow and adjacent structural slopes was in the Zechstein an area of maximum subsidence. The subsidence rate, often compensated by sediments was as high as 300 m/my. Continuous downwarping movements (since the Upper Rotliegendes) enabled the sedimentation of the fullest in Europe, 1500 m thick Zechstein sequence of devoid of diastems and erosion gaps. In the uppermost Zechstein a unique zuber lithofacies was formed. The NW – SE tectonic directions (parallel to the T – T Zone) prevail in the Mid-Polish Furrow. Only in the northern and southern parts of the area the subparallel directions are observed. The arrangement of tectonic directions and high subsidence in this zone resulted from its particular tectonic location – between the Precambrian Platform edge and the Variscan folding front.

The Variscan Platform is characterized by lower subsidence rate (about 100 m/my) with its high differentiation. This differentiation manifests itself in a mosaic arrangement of facies zones and more or less labile zones that results probably from the heterogeneity of the Variscan tectogen. A distinct genetic relationship between both the Zechstein and Upper Rotliegendes structural units particularly that of the Wolsztyn Ridge and the Silesia Furrow is evident. The NW – SE tectonic directions connected with the Variscan tectogen dominate in the northern part of the area. In the southern part (the Sudetic – Silesia Terrace) the subparallel directions appear – probably the Caledonian ones rejuvenated in the Hercynian stage.

The main features of the Zechstein Basin on the Paleozoic Platform were inherited after the Upper Rotliegendes basin which was shaped as a result of the Late Variscan Saalian phase. Strong downwarping movements at the boundary of the Rotliegendes and Zechstein caused expansion of the basin on the Precambrian Platform. This event made the base frames of the posterior Mesozoic basin.