

UKD 551.248.1:551.736.024+551.76.024(438:251)



Ryszard WAGNER, Jędrzej POKORSKI, Ryszard DADLEZ

Paleotektonika basenu permu na Niziu Polskim*

Dokonano analizy paleotektonicznej poszczególnych etapów rozwojowych permu oraz sumarycznie całego tego okresu, wprowadzając metodę oceny trwałości wypiętrzeń i obniżeń. W basenie wyróżniono bruzdę centralną o maksymalnej subsydencji, najczęściej kompensowanej przez sedimentację. Bruzda ta, powstała być może na założeniach waryscyjskiego rowu przedgórskiego, ograniczona była od NE zdecydowanie stabilnym obszarem starej platformy, a od SW mniej sztywnym obszarem przedsudeckim, nałożonym na zewnętrzną strefę pasma waryscyjskiego. Rozwój basenu był zależny od kilku kierunków tektonicznych: NW–SE, WNW–ESE i N–S. Rozpatrzono problem dziedziczenia permskich tendencji paleotektonicznych w mezozoiku.

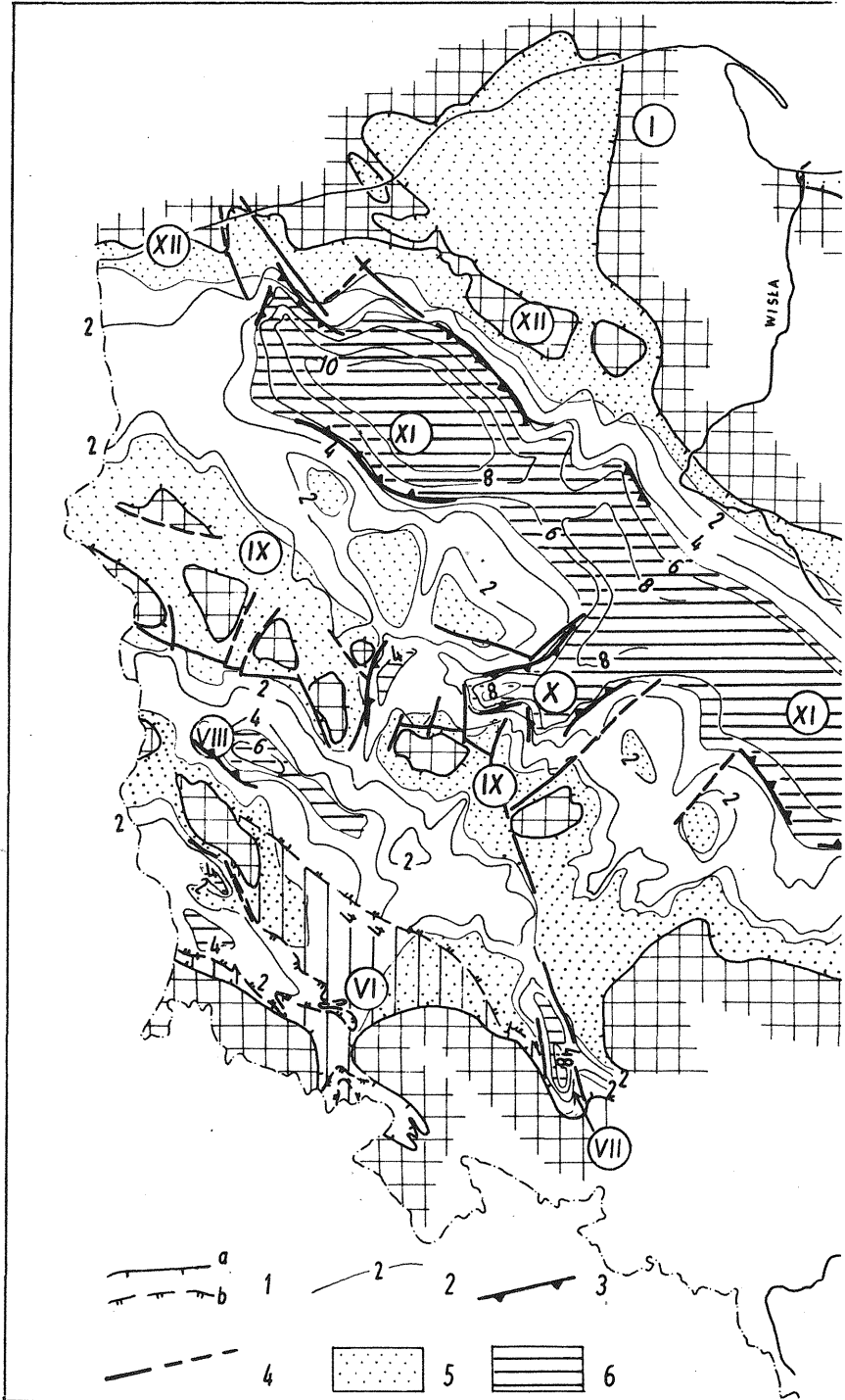
Analizę mobilności tektonicznej basenu permskiego rozpoczęto od utworów górnego czerwonego spągowca, ponieważ uważamy, że górny czerwony spągowiec – niezależnie od kontrowersyjnych kwestii jego przynależności do późnej molasy lub do najniższego odcinka pokrywy platformowej – rozpoczyna nowy etap rozwojowy obszaru.

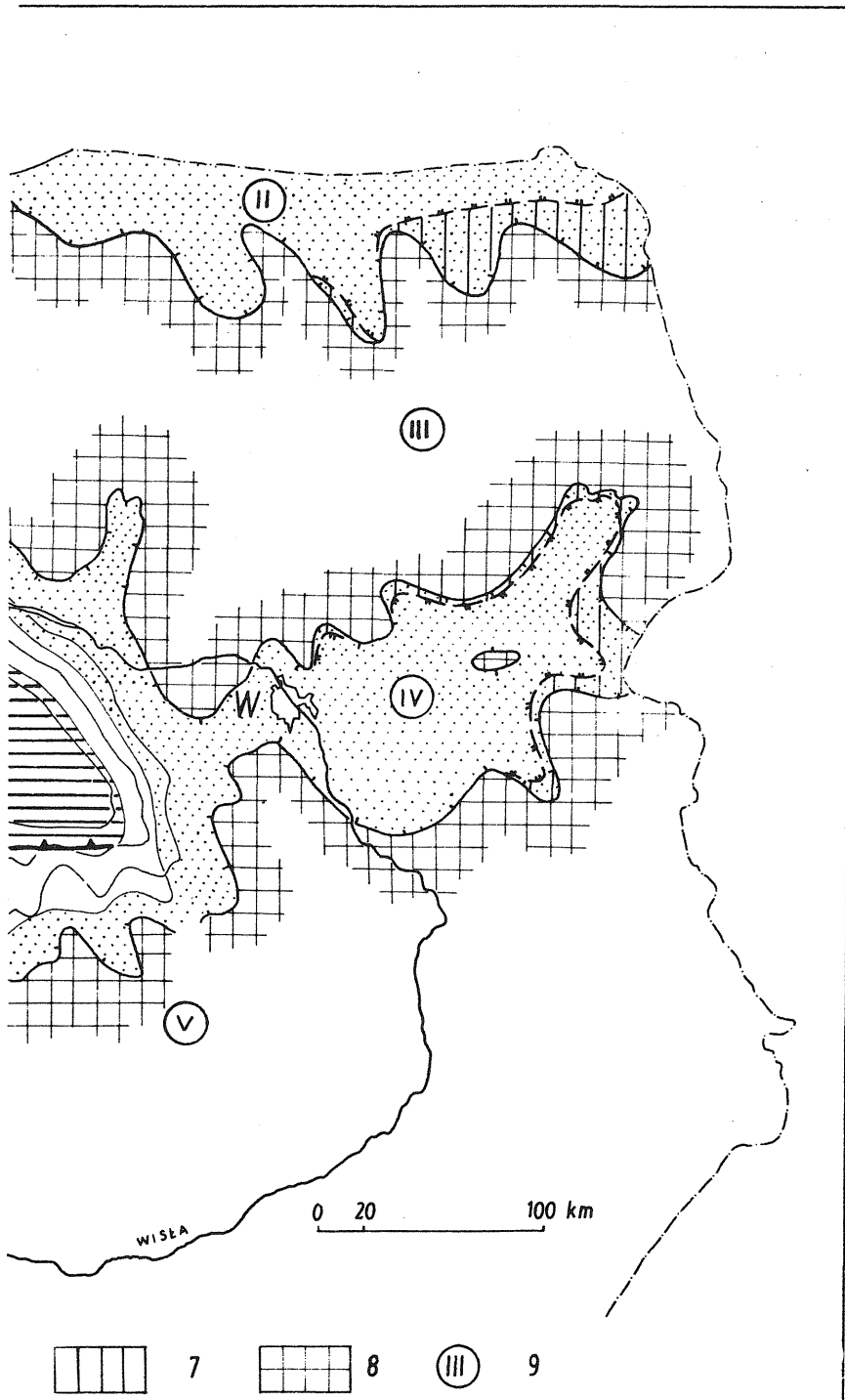
Tezy zawarte w artykule wynikają z przedstawionych ilustracji:

- 1) mapy paleotektonicznej schyłku górnego czerwonego spągowca (fig. 1);
- 2) trzech map paleotektonicznych cyklów PZ1, PZ2, PZ3, na których zaznaczono elementy paleomorfologiczne występujące w dwóch etapach każdego z tych cyklów: u schyłku sedimentacji węglanów i ewaporatów (fig. 2, 3 i 4);
- 3) mapy paleotektonicznej cyklu PZ4, również dla dwóch etapów: schyłku sedimentacji podcyklu PZ4a i schyłku sedimentacji podcyklu PZ4b (fig. 5);
- 4) dwóch map paleotektonicznych trwałości obniżeń i wypiętrzeń dla całego górnego czerwonego spągowca i cechsztynu (fig. 6 i 7).

Podstawowym materiałem dla konstrukcji tych map były mapy miąższościowo-litofacjalne i paleogeograficzne (*Atlas litofacjalno-paleogeograficzny...*, 1978; R. Wagner i in., 1978; J. Pokorski, 1978). W górnym czerwonym spągowcu jako wypiętrzenia zinterpretowano: a) obszary alimentacji, b) obszary o małej miąższości osadów klastycznych (do 100 m) oraz c) obszary o dominacji osadów grubookru-

* Referat wygłoszony w dniu 15 listopada 1979 r. w Instytucie Geologicznym na sympozjum naukowym nt: Tektonika platformowa na obszarze Polski.





chowych i miąższości nie przekraczającej 200 m. Do wypiętrzeń cechsztyńskich istniejących w fazach sedymentacji węglanowej zaliczono: a) obszary lądowe oraz b) obszary charakteryzujące się sedymentacją w środowisku wyraźnie płytszym w stosunku do pozostałej, z reguły centralnej, części basenu. W fazach sedymentacji ewaporatów do wypiętrzeń zaliczono obszary o przewadze osadów węglanowych i anhydrytowych w przeciwieństwie do obniżień charakteryzujących się najczęściej przewagą i dużymi miąższościami soli kamiennych (obszary obniżone – od 11 do 50% soli, silnie obniżone – powyżej 50% soli) lub silną subsydencją nie kompensowaną przez sedymentację.

Na pograniczu dolnego i górnego czerwonego spągowca blokowe ruchy tektoniczne fazy saalskiej zapoczątkowały sedymentację diastroficznych, czerwonej barwy, osadów klastycznych górnego czerwonego spągowca. Proces ten zainicjował w permie nowy cykl diastroficzno-sedymentacyjny, w którym w dalszych etapach rozwoju tworzyły się głównie ewaporaty, a ponownie pod koniec cyklu sedymentację zamykały czerwone utwory klastyczne.

Przy rozważaniu rozwoju basenu czerwonego spągowca zwróciliśmy uwagę przede wszystkim na moment poprzedzający sedymentację cechsztynu (fig. 1). Głównym elementem obniżanym była wówczas bruzda centralna. Był to obszar największej, mułowcowej i ilastej. Wydaje się, że w trakcie sedymentacji górnego czerwonego spągowca obniżenie to stopniowo rozszerzało się, zachowując w części osiowej stałe i wysokie tempo subsydencji. Obszar położony na południe i południowy zachód od bruzdy centralnej ulegał w omawianym czasie stopniowemu erozyjnemu zrównaniu. Dominującym elementem paleotektonicznym było tutaj wypiętrzenie wolsztyńskie, które pod koniec czerwonego spągowca zostało rozczłonowane na kilkanaście bloków. Część bloków, pozbawiona osadów czerwonego spągowca, stanowiła zapewne kulminacje morfologiczne w czasie całego górnego czerwonego spągowca. Pasmowe ich ułożenie sugeruje związek z elementami tektoniczno-morfologicznymi górotworu waryscyjskiego.

Spśród obniżień tektonicznych, które spowodowały rozczłonowanie wypiętrzenia wolsztyńskiego, największe znaczenie miał rów Poznania. Ten element paleotektoniczny był wyraźnym obniżeniem, które pod koniec sedymentacji górnego czerwonego spągowca uległo stopniowemu zasypaniu. Pomiedzy wypiętrzeniem wolsztyńskim a wypiętrzeniem na obszarze Sudetów rozciągał się szeroki pas obszaru względnie stabilnego o sedymentacji piaszczystej. Jedyne w zachodniej

Fig. 1. Mapa paleotektoniczna górnego czerwonego spągowca

Palaeotectonic map of the Upper Rotliegendes

1 – zasięg osadów: a – pierwotny, b – współczesny; 2 – izopachyty w hm; 3 – strefy zwiększonych gradientów miąższości; 4 – synsedymenacyjne strefy uskoku; 5 – obszary wypiętrzeń; 6 – obszary obniżień; 7 – obszary erozji epigenetycznej; 8 – obszary alimentacji; 9 – jednostki paleotektoniczne; I – wypiętrzenie Łęby, II – obniżenie bałtyckie, III – wypiętrzenie mazurskie, IV – obniżenie podlaskie, V – obszar świętokrzyski, VI – Sudety, VII – rów Laskowic, VIII – obniżenie wielonogórskie, IX – wypiętrzenie wolsztyńskie, X – rów Poznania, XI – bruzda centralna, XII – strefa Kamienna – Chojnic

1 – extent of deposits: a – primary, b – present; 2 – isopachs in hm; 3 – zones of increased thickness gradients; 4 – synsedimentary fault zones; 5 – uplifted areas; 6 – depressed areas; 7 – areas of epigenetic erosion; 8 – source areas; 9 – palaeotectonic units; I – Leba Uplift, II – Baltic Depression, III – Mazury Uplift, IV – Podlasie Depression, V – Holy Cross Area, VI – Sudetes, VII – Laskowice Graben, VIII – Zielona Góra Depression, IX – Wolsztyn Uplift, X – Poznań Graben, XI – Central Furrow, XII – Kamienna-Chojnice Zone

części uformowało się obniżenie zielonogórskie, zaznaczające się jeszcze u schyłku czerwonego spągowca. Rów Laskowic był elementem poprzecznym do generalnie prawie równoleżnikowego przebiegu południowej krawędzi wypiętrzeń i związany był z systemem uskoków o kierunku zbliżonym do południkowego. Uformowany w górnym czerwonym spągowcu, w wyższym permie zapewne już się nie zaznaczał.

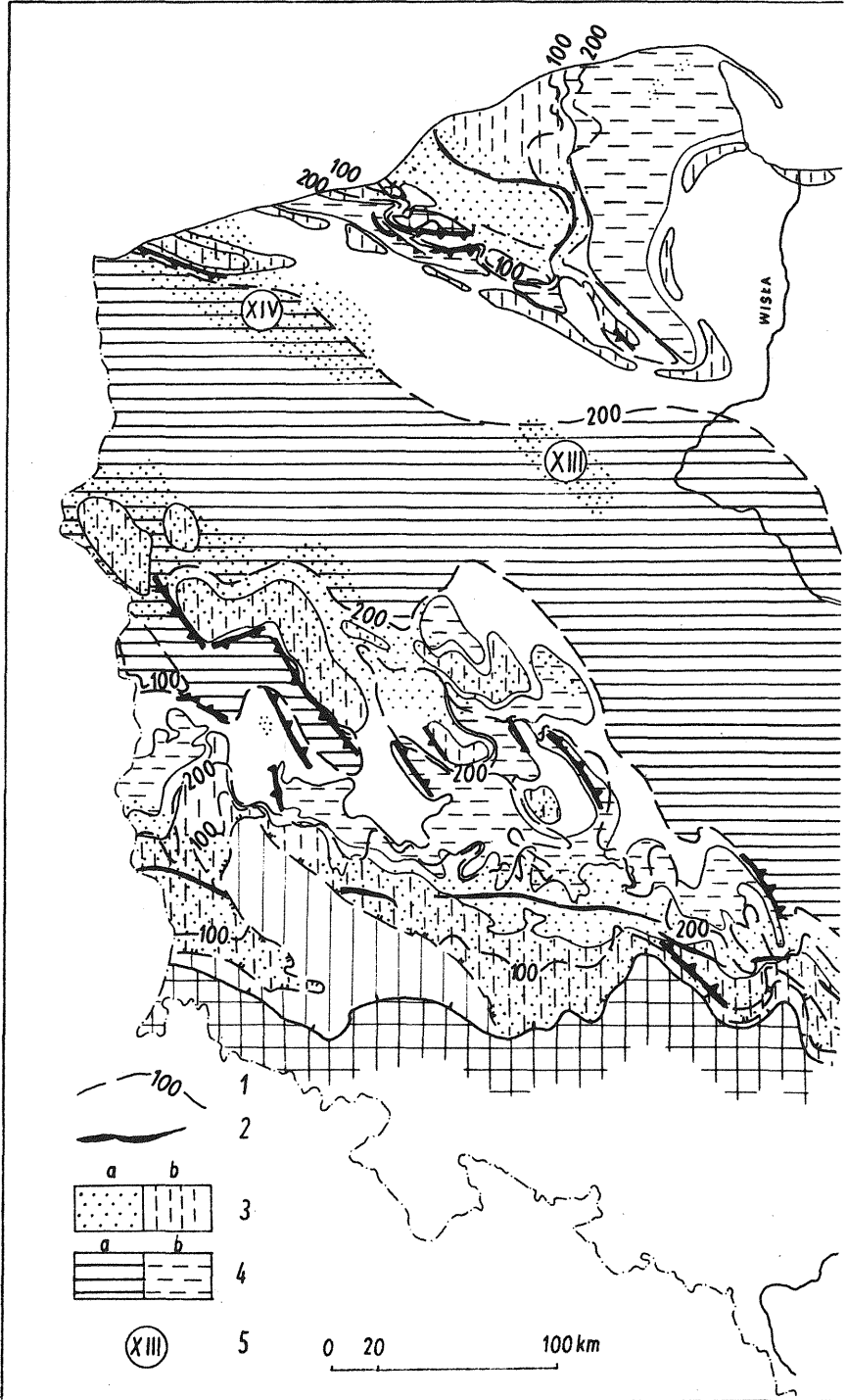
Obszar starej platformy oraz przyrośniętej do niej strefy Kamienia – Chojnic tworzył w stosunku do centralnej bruzdy element zdecydowanie wypiętrzony. Górny czerwony spągowiec wypełniał tutaj wyłącznie rozległe, lecz płytkie obniżenia morfologiczne, które zostały tektonicznie zróżnicowane przez subsydencję w czasie sedymentacji cechsztynu.

W końcu sedymentacji górnego czerwonego spągowca nastąpiło silne wyrównanie reliefu w zbiorniku przez wypełnienie go osadami oraz znaczna peneplencja obszarów alimentacyjnych. Tylko najsilniej zaakcentowane wypiętrzenia lub ich kulminacje zachowały swoje znaczenie. Dotyczy to zwłaszcza obszarów wypiętrzenia wolsztyńskiego, Sudetów, Gór Świętokrzyskich oraz strefy Koszalina – Chojnic.

Na przełomie czerwonego spągowca i cechsztynu w wyniku ugięcia całego dna basenu nastąpiła transgresja morska, przerywając lądowy etap rozwoju basenu.

Ponieważ obniżeniu uległa również zachodnia krawędź platformy prekambryjskiej, osady cechsztynu leżą tu przekraczając na czerwonym spągowcu. O powszechności ruchów obniżających świadczy szeroko rozprzestrzeniony łupek miedzionośny, którego zasięg przekracza granice basenu czerwonego spągowca. Etap ugięcia był krótkotrwały. Już w czasie sedymentacji wapienia cechsztyńskiego, a zwłaszcza pod koniec fazy sedymentacji węglanów, relief dna zbiornika zróżnicował się. Pomijając strefy wypiętrzeń ciągnące się wzdłuż brzegów zbiornika, największa elewacja wewnętrzna utworzyła się na obszarze wypiętrzenia wolsztyńskiego. Poza tym utworzyły się krótkotrwałe wypiętrzenia – gryfickie i złotowskie oraz pas wyraźnych wypiętrzeń w strefie Koszalina – Chojnic (fig. 2).

W następnym etapie rozwoju basenu, w fazie sedymentacji ewaporatów PZ1 postępowało dalsze zróżnicowanie reliefu dna zbiornika. Powstała centralna bruzda charakteryzująca się niekompensowaną subsydencją. Rozformowaniu uległy wypiętrzenie złotowskie oraz częściowo wypiętrzenie gryfickie. Na obszarze przedsudeckim została obniżona północna część wypiętrzenia wolsztyńskiego, które uległo ponadto silnemu rozczłonowaniu. Odżyło również obniżenie zielonogórskie, lecz subsydenca była tu – w przeciwieństwie do czerwonego spągowca – niekompensowana przez sedymentację. W tym samym obszarze w fazie ewaporatowej wystąpiło zjawisko ugięcia północnych krawędzi wypiętrzeń z okresu wapienia cechsztyńskiego i przesuwania osi wypiętrzeń ewaporatów w kierunku południowym i południowo-zachodnim. Na obszarze platformy paleozoicznej układ stref stabilnych i labilnych pod koniec sedymentacji utworów cyklu PZ1 i w górnym czerwonym spągowcu był zatem na ogół podobny, jakkolwiek na obszarze przedsudeckim nastąpiło przesunięcie osi głównych stref wypiętrzeń i obniżenia ku południowi i południowemu zachodowi.



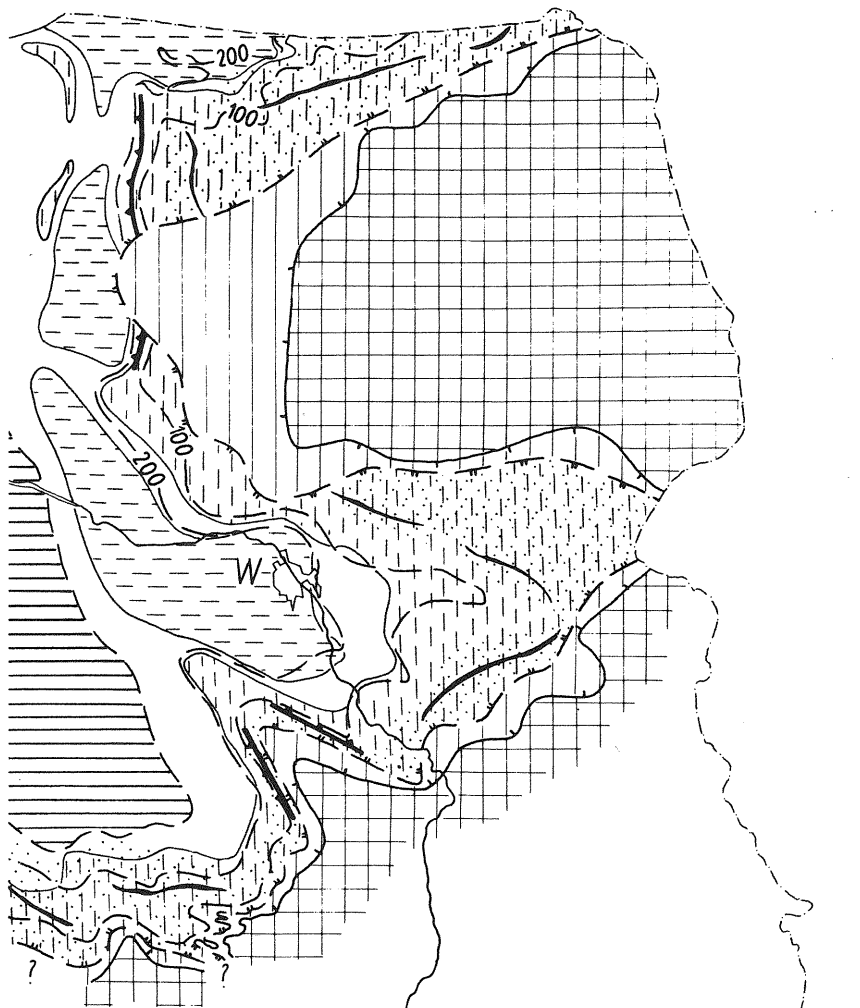


Fig. 2. Mapa paleotektoniczna cyklu PZ1

Palaeotectonic map of the PZ1 cycle

1 – izopachyty w m; 2 – osie barier węglanowych; 3 – obszary wypiętrzeń: a – w fazie sedymentacji węglanowej, b – w fazie sedymentacji ewaporatowej; 4 – obszary obniżone w fazie sedymentacji ewaporatowej: a – silnie obniżone, b – słabo obniżone; 5 – jednostki paleotektoniczne: XIII – wypiętrzenie gryfickie, XIV – wypiętrzenie złotowskie; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

1 – isopachs in m; 2 – axes of carbonate barriers; 3 – uplifted areas: a – in the phase of carbonate sedimentation, b – in the phase of evaporite sedimentation; 4 – depressed areas in the phase of evaporite sedimentation: a – strongly depressed, b – slightly depressed; 5 – palaeotectonic units: XIII – Gryfice Uplift, XIV – Złotów Uplift; for other explanations see Fig. 1

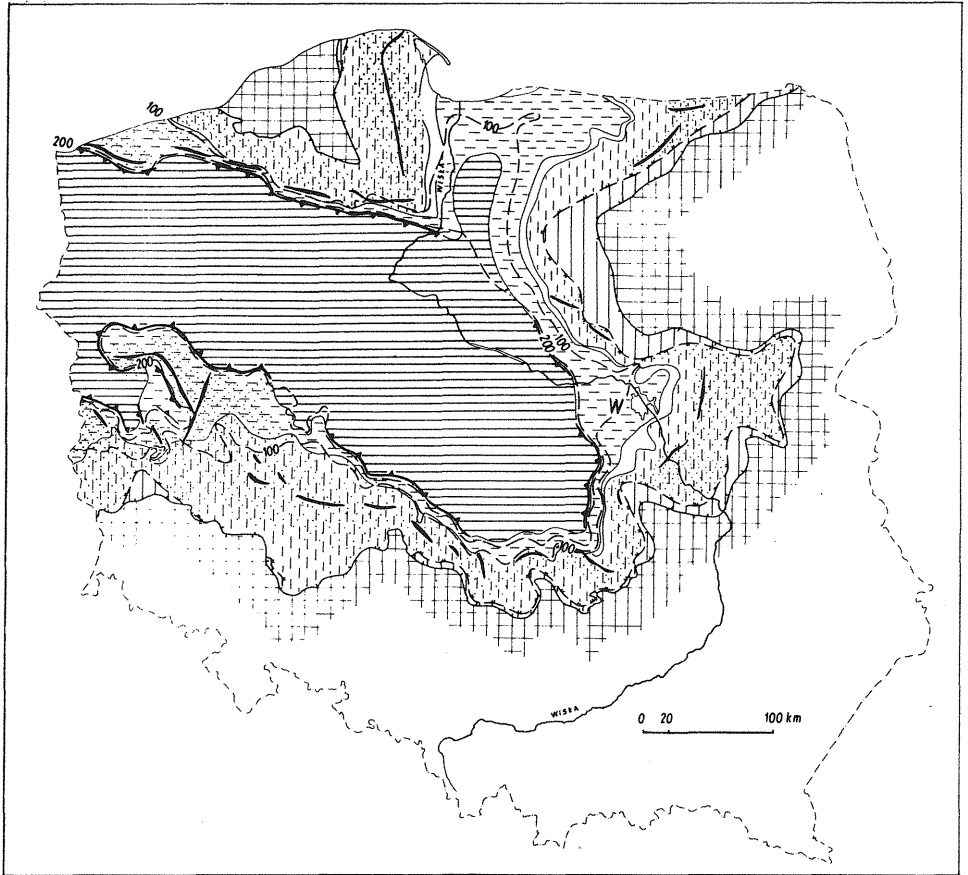


Fig. 3. Mapa paleotektoniczna cyklu PZ2

Palaeotectonic map of the PZ2 cycle

Objaśnienia jak na fig. 2

For explanations see Fig. 2

Na obszarze starej platformy nie doszło do zaniku wypiętrzeń wapienia cechsztyńskiego w fazie ewaporatowej, wręcz przeciwnie, wypiętrzenia wapienia cechsztyńskiego zostały powiększone w kierunku zachodnim przez wypiętrzenia ewaporatów. Obniżenie wypiętrzeń wystąpiło w ograniczonym stopniu jedynie w strefie Koszalina – Chojnic.

W kolejnych etapach, tzn. w fazie sedymentacji dolomitu głównego i w fazie ewaporatów PZ2, wystąpiły analogiczne trendy w przesuwaniu osi wypiętrzeń i obniżen, jak w cyklu PZ1, pomimo wyraźnej regresji PZ2 w stosunku do PZ1 na obszarze całego basenu (fig. 3). Bruzda centralna, jako obszar maksymalnej subsydencji kompensowanej osadami, uległa rozszerzeniu we wszystkich kierunkach. Wypiętrzenie wolsztyńskie na obszarze przedsudeckim, istniejące jeszcze w czasie sedymentacji dolomitu głównego, znikło prawie całkowicie w czasie sedymentacji ewaporatów. Zachował się jedynie jego fragment południowy wchodzący w skład strefy wypiętrzeń brzeżnych. Jednocześnie nastąpiło znaczne ujednoczenie ruchów obniżających, co doprowadziło do wyrównania morfologii dna

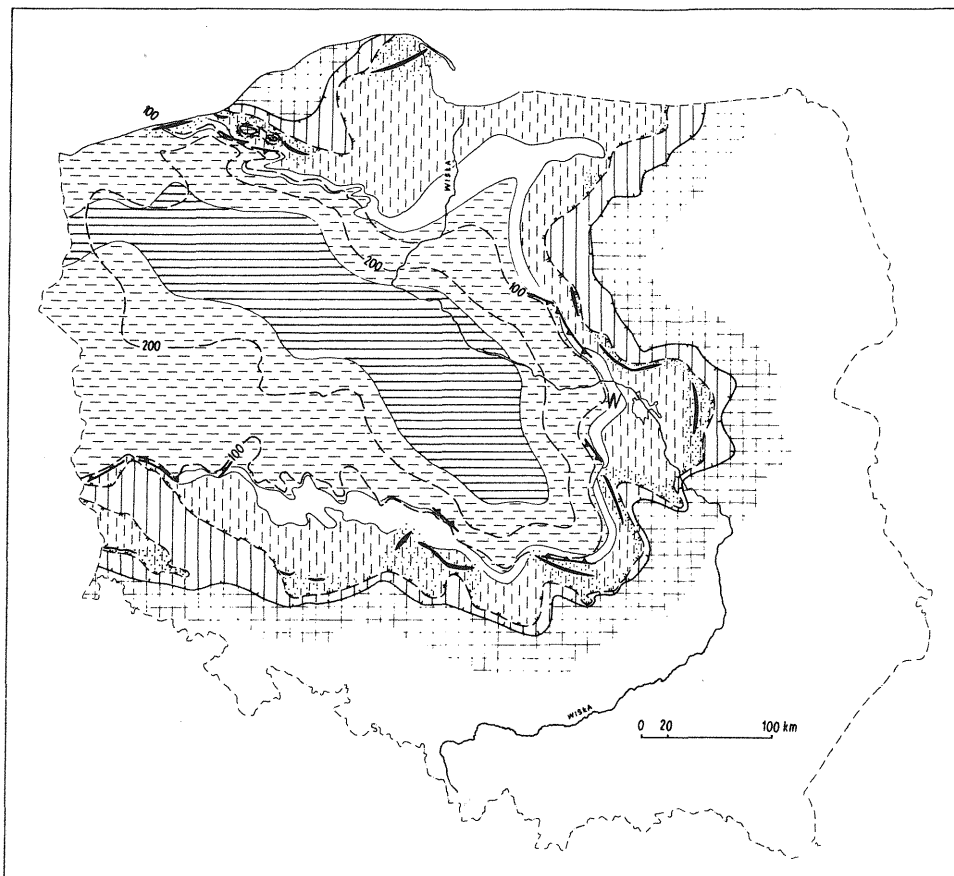


Fig. 4. Mapa paleotektoniczna cyklu PZ3

Palaeotectonic map of the PZ3 cycle

Objaśnienia jak na fig. 2

For explanations see Fig. 2

basenu sedimentacyjnego. Na obszarze starej platformy obszar wypiętrzeń powiększył się i przesunął ku zachodowi. Znikła również mozaikowość stref wypiętrzeń i obniżień charakterystyczna dla cyklu PZ1 (por. fig. 2 i 3).

W cyklu PZ3 bruździe centralna uległa ponownemu zwężeniu (fig. 4). Stopniowe wypiętrzenie się obszaru starej platformy spowodowało regresję morza, a w konsekwencji dalsze przesuwanie się i powiększanie obszarów wypiętrzonych w kierunku zachodnim. W wyniku generalnego obniżenia obszaru przedsudeckiego wypiętrzenie wolsztyńskie zanikło ostatecznie. Zjawisko to spowodowało także silną transgresję morza PZ3 ku południowi, przy czym jego zasięg przekroczył linię brzegową nie tylko morza cyklu PZ2, ale i cyklu PZ1 (por. fig. 2, 3 i 4). Słabsza transgresja morza nastąpiła w strefie Koszalina – Chojnic i wyniesienia Łeby na skutek obniżenia południowych i zachodnich części wypiętrzeń z okresu cyklu PZ2. Pod koniec cyklu PZ3 nastąpiło stopniowe dźwiganie, przede wszystkim obszaru starej platformy i platformy waryscyjskiej, oraz związana z nim regresja morza. Sedymentacja ewaporatów utrzymała się najdłużej w centralnej bruździe sedimentacyjnej.

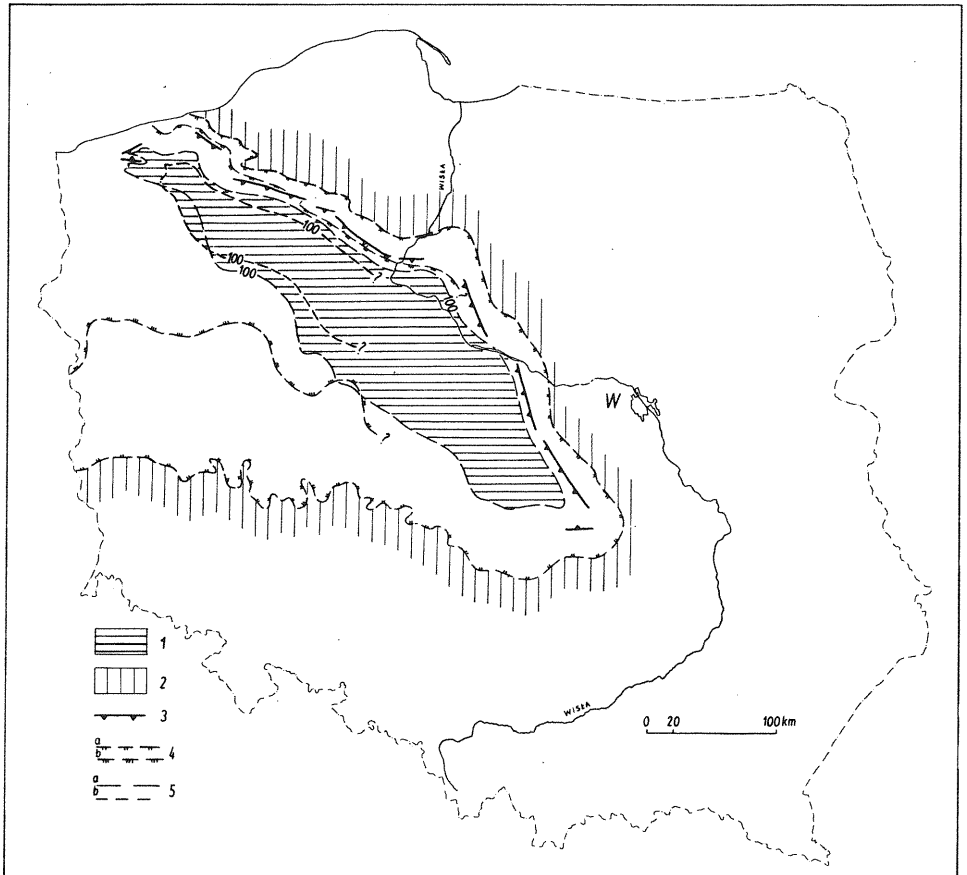


Fig. 5. Mapa paleotektoniczna cyklu PZ4

Palaotectonic map of the PZ4 cycle

1 – obszar maksymalnego obniżenia; 2 – obszar sedimentacji klastycznej; 3 – strefy zwiększonych gradientów miąższości; 4 – współczesny zasięg soli kamiennych: a – podcyklu PZ4a, b – podcyklu PZ4b; 5 – izopachyta 100 m: a – podcyklu PZ4a, b – podcyklu PZ4b

1 – area of maximum depression; 2 – area of clastic sedimentation; 3 – zones of increased thickness gradients; 4 – present extent of rock salt: a – in the PZ4a sub-cycle, b – in the PZ4b sub-cycle; 5 – 100 m isopach: a – of the PZ4a sub-cycle, b – of the PZ4b – sub-cycle

Analogiczne trendy kurczenia się basenu ewaporatowego wystąpiły w czasie sedimentacji osadów cyklu PZ4 (fig. 5). Na początku podcyklu PZ4a został ostatecznie wydzwignięty obszar starej platformy oraz południowa część platformy waryscyjskiej. Na obszarach tych, które znalazły się w obrębie lądu, sedimentacja terygeniczna rozwijała się w niewielkim wymiarze. Dalszy etap kurczenia relikto- wego basenu ewaporatowego w podcyklu PZ4b zaznaczył się najsilniej na obszarze przedsudeckim, wydzwignięciem prawie całego obszaru platformy waryscyjskiej. Bruzda centralna była jedynym obszarem o silnej subsydencji kompensowanej przez sedimentację, utrzymującej się przez cały cykl PZ4. Tutaj też najdłużej osadzały się ewaporaty.

Zasadnicze trendy i częstotliwość obniżania się i wypiętrzania poszczególnych obszarów zostały przedstawione na mapach trwałości paleoobniżeń (fig. 6) i paleo-

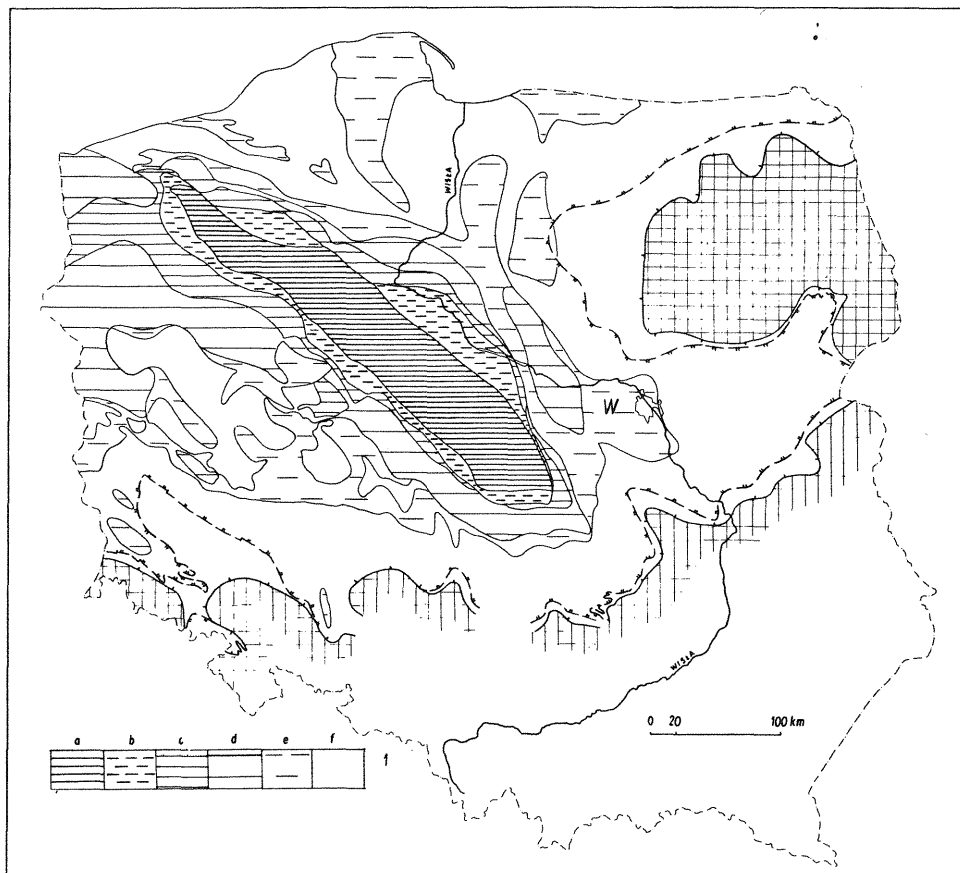


Fig. 6. Mapa trwałości paleoobniżeń w górnym czerwonym spągowcu i cechszynie

Map of permanence of the paleo-depressions in the Upper Rotliegendes and Zechstein

I – częstotliwość występowania maksymalnego obniżenia w 5 kolejnych etapach ewolucji basenu (etap I – górny czerwony spągowiec, II – cykl PZ1, III – cykl PZ2, IV – cykl PZ3, V – cykl PZ4): a – obniżenie w 5 etapach, b – w 4 etapach, c – w 3 etapach, d – w 2 etapach, e – w 1 etapie, f – obszary nie obniżane lub słabo obniżane; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

I – frequency of occurrence of the maximum depression in the 5 successive evolutionary stages of the basin (I stage – Upper Rotliegendes, II – PZ1 cycle, III – PZ2 cycle, IV – PZ3 cycle, V – PZ4 cycle): a – depression in 5 stages, b – in 4 stages, c – in 3 stages, d – in 2 stages, e – in 1 stage, f – areas non-depressed or slightly depressed; for other explanations see Fig. 1

wypiętrzeń (fig. 7). Mapy te zostały skonstruowane dla okresu od górnego czerwonego spągowca do końca cechszynu przez nałożenie na siebie map paleotektonicznych (fig. 1–5). Na mapie trwałości paleoobniżeń (fig. 6) oznaczono trwałość obniżania poszczególnych obszarów, przy czym rozpatrywano wyłącznie obszary o maksymalnym obniżaniu w poszczególnych etapach. Obszar centralnej bruzdy był maksymalnym obniżeniem we wszystkich 5 etapach rozwoju basenu. Na pozostałych obszarach, o coraz rzadszej szrafurze, trwałość obniżania maleje odpowiednio od 4 do 1. Brak szrafu oznacza, że w żadnym z wydzielonych etapów obszary te nie znalazły się w strefie maksymalnego obniżenia.

W podobny sposób skonstruowano mapę trwałości paleowypiętrzeń (fig. 7) wprowadzając istotną modyfikację. Obszary alimentacyjne i lądowe liczone po-

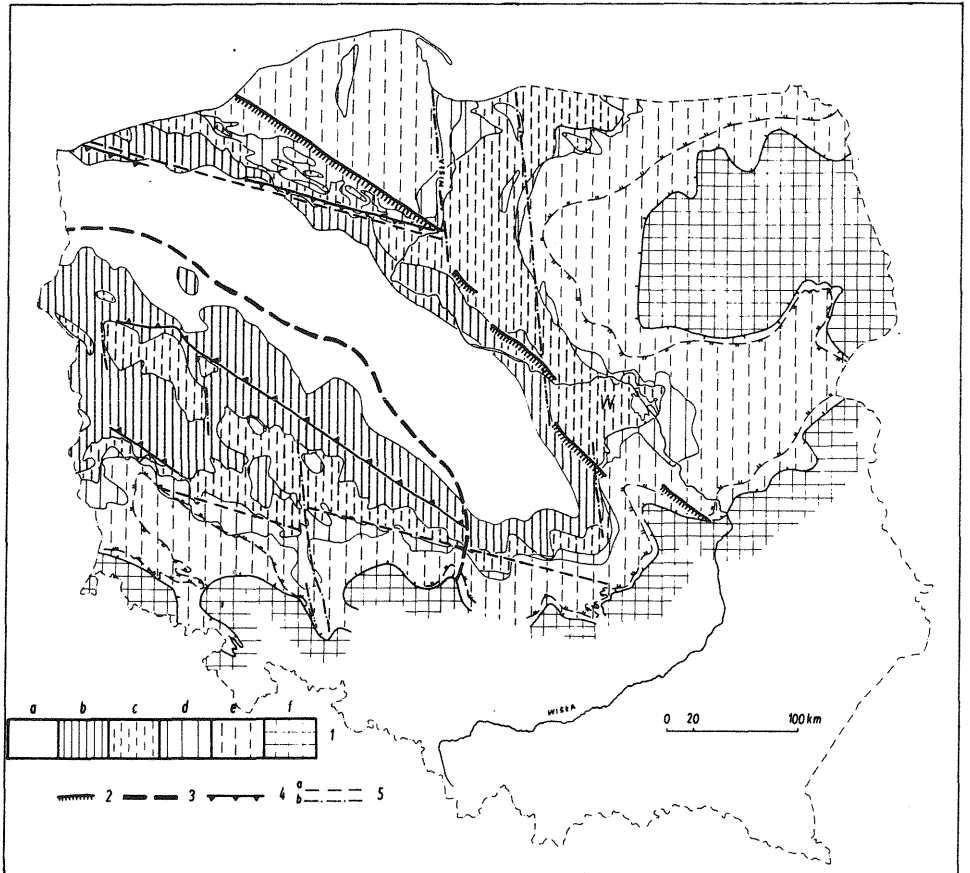


Fig. 7. Mapa trwałości paleowypiętrzeń w górnym czerwonym spągowcu i cechsztynie
Map of permanence of the palaeo-uplifts in the Upper Rotliegendes and Zechstein

1 – częstotliwość występowania wypiętrzeń i luk sedimentacyjnych w 5 kolejnych etapach ewolucji basenu (trwałość wypiętrzeń określono w umownej skali 10-stopniowej, utworzonej w następujący sposób: w każdym etapie ewolucyjnym rozpatrywano dwa rodzaje wypiętrzeń – z luką i bez luki sedimentacyjnej; każdą z tych cech oznaczono wskaźnikiem 1; w przypadku występowania obu cech wypiętrzenie otrzymywało wskaźnik 2; jako przykładowy rezultat – trwałość wypiętrzenia z luką sedimentacyjną w ciągu dwóch etapów, podobnie jak i trwałość wypiętrzenia bez luki w ciągu czterech etapów dają w sumie wskaźnik 4); a – wskaźnik 0, brak wypiętrzeń i luk sedimentacyjnych we wszystkich etapach rozwojowych, b – wskaźnik 1–2, c – wskaźnik 3–4, d – wskaźnik 5, e – wskaźnik 6–9, f – wskaźnik 10, wypiętrzenie erodowane we wszystkich etapach rozwojowych (obszary źródłowe); 2 – górna krawędź strefy Teisseyre’a-Tornquista (granicy platformy pre-wendyjskiej) według danych sejsmiki refrakcyjnej; 3 – północna granica fałdowej strefy waryscyjskiej; 4 – regionalne strefy zwiększonych gradientów miąższości; 5 – inne kierunki tektoniczne wpływające na kształt i ewolucję basenu: a – zbliżone do równoleżnikowych, b – zbliżone do południkowych

1 – frequency of occurrence of uplifts and sedimentary gaps in the 5 successive evolutionary stages of the basin (permanence of uplifts is given in a conventional scale composed of 10 degrees in the following way: in every evolutionary stage two kinds of uplifts have been considered – with and without sedimentary gap; either feature has been marked with an index 1; in case of occurrence of both features the uplift has got an index 2; for example, both the permanence of uplift with sedimentary gap during two stages and the permanence of uplift without sedimentary gap during four stages result in an index 4); a – index 0, uplifts and stratigraphic gaps lacking in all evolutionary stages, b – index 1–2, c – index 3–4, d – index 5, e – index 6–9, f – index 10, uplifts eroded during all evolutionary stages (source areas); 2 – upper edge of the Teisseyre-Tornquist Zone (boundary of the pre-Vendian platform) after refraction seismic data; 3 – northern boundary of the Variscan folded belt; 4 – regional zones of the increased thickness gradients; 5 – other tectonic trends influencing the shape and evolution of the basin: a – subparallel, b – submeridional

dwójnie, raz jako obszar wypiętrzony i po raz drugi jako obszar luki sedymentacyjnej, uzyskując dzięki temu duży kontrast między wypiętrzeniami z lukami sedymentacyjnymi i bez luk sedymentacyjnych. Przy tej metodzie dla rozpatrywanych pięciu etapów rozwoju basenu otrzymano 10-stopniową skalę trwałości wypiętrzeń. Wartość wskaźnika 10 mają obszary o pierwotnym braku skał permu. W kolejnym wydzieleniu zgrupowano obszary o wartościach wskaźników od 6 do 9, charakteryzujące się obecnością licznych luk sedymentacyjnych. Następnie osobno zarysowano obszary o wskaźniku 5, o wskaźniku od 3 do 4 oraz o wskaźniku od 2 do 1, przy czym dwa ostatnie charakteryzują się małą częstotliwością wypiętrzeń i minimalną ilością luk sedymentacyjnych. Centrum basenu ma wartość wskaźnika 0, co oznacza brak luk w profilu permu oraz brak wypiętrzeń w rozpatrywanym odcinku stratygraficznym.

Na podstawie przeprowadzonej analizy ewolucji paleotektonicznej można przedstawić następujące wnioski:

1. Centralna bruzda była obszarem o zdecydowanej tendencji do obniżania i maksymalnej subsydencji najczęściej kompensowanej przez sedymentację. Zdaniem J. Znoski (1979) subsydencja ta była związana z transformacjami fazowymi na granicy Moho. Prawdopodobne jest usytuowanie bruzdy w strefie domnieganego obniżenia przedgórskiego waryscydu.

2. Obszar starej platformy był zdecydowanie stabilny, a ponadto bardziej stabilny niż platforma paleozoiczna i wyróżniał się stosunkowo niewielkim, szeroko-promiennym zróżnicowaniem. Na starej platformie zaznaczyły się wypiętrzenia Łeby i mazurskie oraz obniżenia bałtyckie i podlaskie.

3. Południowo-zachodnia granica tego obszaru zgadza się z przebiegiem zewnętrznej krawędzi starej platformy, czyli strefą Teisseyre'a-Tornquista wyznaczoną na podstawie sejsmicznych badań refrakcyjnych.

4. Strefa Kamienia-Chojnic, w której podłożu występują zróżnicowane bloki starszego paleozoiku, dewonu i karbonu wyraźnie wyodrębnia się ruchliwością.

5. W południowo-zachodniej Polsce wyróżnić można obszar o zdecydowanej tendencji do wypiętrzeń, przylegający do centralnej bruzdy. Granica między nim a bruzdą, mająca kształt łuku, została zinterpretowana jako północny zasięg orogenu waryscyjskiego (strefy renohercyńskiej), przedłużający się dalej ku zachodowi poza tereny Polski. Wewnątrz tego obszaru można również dopatrzeć się analogicznego, łukowatego ułożenia elementów paleomorfologicznych, zwłaszcza na paleotektonicznych mapach górnego czerwonego spągowca i cyklu PZ1 (fig. 1 i 2). Natomiast w jego części południowej wyraźnie zaznacza się prostolinijna krawędź paleomorfologiczna przebiegająca skośnie do wymienionych kierunków.

6. Krzyżowanie się kilku zasadniczych kierunków tektonicznych wpływa na kształt i ewolucję basenu:

a) NW-SE, prawie równoległy do strefy Teisseyre'a-Tornquista, wyznaczony przez przebieg stref o różnej labilności oraz regionalne gradienty miąższości;

b) WNW-ESE - „świętokrzyski”, występujący w południowej części obszaru przedsudeckiego oraz na krawędzi strefy Kamienia-Chojnic; reprezentuje on starsze kierunki, być może kaledońskie, odmłodzone w etapie hercyńskim;

c) kierunki zbliżone do południkowych o niejasnej genezie.

Wymienione tendencje rozwojowe w wielu przypadkach trwały nadal w erze mezozoicznej. Przedstawiono je na bardzo uproszczonym szkicu (fig. 8), który w przeciwieństwie do poprzednich oparty jest wyłącznie na ogólnej ocenie jakościowej. Źródłem jej były następujące prace: *Atlas geologiczny Polski 1:2000000* (1968), *Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski 1:2000000* (1975) i *Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego* (w druku).

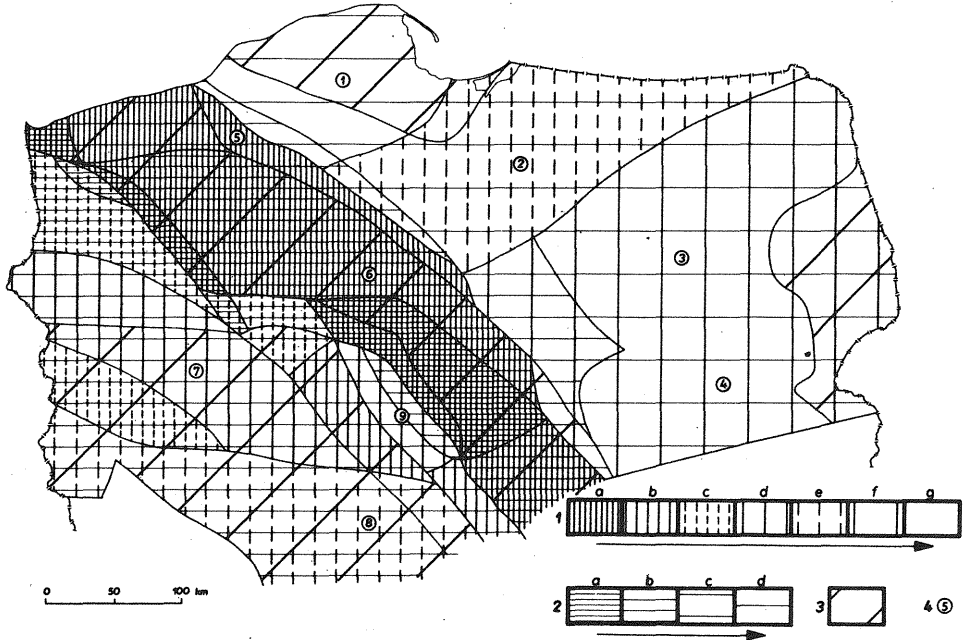


Fig. 8. Szkic względnej stabilności obszarów Niziny Polskiej w mezozoiku
Sketch of the relative stability of the Polish Lowlands areas in the Mesozoic

1a – g – wzrastająca stabilność obszaru mierzona redukcją miąższości oraz wzrastającą długością i częstotliwością luk stratygraficzno-erozyjnych (a – prawie nieprzerwana sedimentacja, pełny profil, miąższość pierwotna do 10000 m; f oraz g – okresy sedimentacji, miąższość minimalna w przybliżeniu 300–500 m); 2a – d – wzrastająca stabilność obszaru mierzona spadkiem komplikacji tektonicznych (a – struktury solne diapirowe, b – struktury solne nie-diapirowe, c, d – struktury niesolne); 3 – obszary inwersji tektonicznej w późnej kredzie – wczesnym trzeciorzędzie; 4 – jednostki paleotektoniczne: 1 – wypiętrzenie Łęby, 2 – obniżenie bałtyckie, 3 – wypiętrzenie mazurskie, 4 – obniżenie podlaskie, 5 – strefa Kamień–Chojnice, 6 – bruzda centralna, 7 – wypiętrzenie wolsztyńskie, 8 – blok Rawicza – Ostrzeszowa, 9 – garb wielkopolski

1a – g – increasing stability of the area measured by the reduction of thickness, and the increasing duration and frequency of the stratigraphic-erosional gaps (a – almost unbroken sedimentation, full sequence, primary thickness up to 10000 m; f and g – periods of non-deposition and/or erosion longer than periods of deposition, minimum thickness approximately 300–500 m); 2a – d – increasing stability of the area measured by the decrease of tectonic complexity (a – piercement salt structures, b – non-piercement salt structures, c and d – non-salt structures); 3 – areas of the Late Cretaceous-Early Tertiary tectonic inversion; 4 – palaeotectonic units: 1 – Łęba Uplift, 2 – Baltic Depression, 3 – Mazury Uplift, 4 – Podlasie Depression, 5 – Kamień–Chojnice Zone, 6 – Central Furrow, 7 – Wolsztyn Uplift, 8 – Rawicz–Ostrzeszów Block, 9 – Wielkopolska Swell

Na starej platformie wypiętrzenie Łęby zachowuje przez cały mezozoik tendencję wypiętrzającą, podkreślone dźwignięciem późnokredowym lub pokredowym. Najsilniejszy kontrast w całym mezozoiku utrzymuje się na jego granicy ze strefą Koszalina–Chojnic. Wypiętrzenie mazurskie stopniowo traci swą odrębność w stosunku do obniżenia bałtyckiego i obniżenia podlaskiego przez relatywne obniżanie o charakterze pulsacyjnym, przy czym zatarcie tej odrębności następuje najpierw na granicy z zapadliskiem podlaskim, a później na granicy z obniżeniem bałtyckim.

Oś subsydencji, po okresie pewnej niestabilności w triasie, ustala się w jurze – dolnej kredzie zasadniczo wzdłuż centralnej bruzdy permskiej, z tym że na północnym zachodzie przełamuje ona zachodnią część strefy Kamienia–Chojnic. Część wschodnia przełamanej bruzdy (strefa Koszalina–Chojnic) zachowuje się względnie sztywno w stosunku do bruzdy, ale jest równocześnie stosunkowo ruchli-

wa, co wyraża się lokalnymi zróżnicowaniami subsydencji i powstaniem wielu inwersyjnych antyklin na przełomie mezozoiku i kenozoiku. Bruzda centralna jest obszarem najintensywniejszej tektoniki solnej.

Stabilność obszaru monokliny przedsudeckiej względem bruzdy utrzymuje się prawie przez cały mezozoik, jest wyrażona układem miąższości i facji oraz dodatkowo podkreślona co najmniej dwufazowym dźwignięciem we wczesnej kredzie i wczesnym trzeciorzędzie. W podziale tektonicznym stabilność wyraża się przede wszystkim brakiem tektoniki solnej. W niektórych okresach poszczególne bloki monokliny przedsudeckiej akcentują swą odrębność w stosunku do sąsiedztwa według planu paleotektonicznego odziedziczonego po permie, np. wypiętrzenie wolsztyńskie było dźwignięte w niższym triasie, zachodnia jego część – w wyższej jurze i niższej kredzie, a część południowo-wschodnia (blok Rawicza – Ostrzeszowa) – w czasie ruchów na przełomie kajpru i retyku. Nie jest wykluczone, że niektóre elementy mezozoicznego zróżnicowania na granicy tego obszaru z bruzdą centralną (np. garb wielkopolski) są również odziedziczone po paleotektonicznym planie permskim. Jest to jednak strefa zbyt słabo zbadanych osadów permskich, by można było to przypuszczenie potwierdzić.

Na koniec, w czasie zasadniczej późnokredowo-wczesnotrzeciorzędowej przebudowy tektonicznej mezozoiku niektóre uskoki, które zapewne rządziły sedimentacją i rozkładem subsydencji permu, uległy również odnowieniu. Dotyczy to przede wszystkim strefy Koszalina – Chojnic, fragmentów strefy Poznania – Oleśnicy, strefy Klecka itp.

Zakład Geologii Złóż Ropy i Gazu
Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 8 grudnia 1979 r.

PIŚMIENNICTWO

- ATLAS GEOLOGICZNY POLSKI 1:2000000 (1968). Red. J. Znosko. Inst. Geol. Warszawa.
- ATLAS LITOLOGICZNO-PALEOGEOGRAFICZNY OBSZARÓW PLATFORMOWYCH POLSKI 1:2000000 (1975). Cz. II – Mezozoik (bez kredy górnej) – red. J. Czermiński, M. Pajchłowa. Inst. Geol. Warszawa.
- ATLAS LITOFACJALNO-PALEOGEOGRAFICZNY PERMU OBSZARÓW PLATFORMOWYCH POLSKI (1978). Red. S. Depowski. Inst. Geol. Warszawa.
- MAPA TEKTONICZNA KOMPLEKSU CECHSZTYŃSKO-MEZOZOICZNEGO NA NIŻU POLSKIM 1:500000 (w druku). Red. R. Dadlez. Inst. Geol. Warszawa.
- POKORSKI J. (1978) – Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **26**, p. 686–694, nr 12. Warszawa.
- WAGNER R., PIĄTKOWSKI T.S., PERYT T.M. (1978) – Polski basen cechsztyński. *Prz. Geol.*, **26**, 673–686, nr 12. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1979) – Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigation. *Acta Geol. Pol.*, **29**, p. 365–382, nr 4. Warszawa.

Рышард ВАГНЕР, Енджей ПОКОРСКИ, Рышард ДАДЛЕЗ

ПАЛЕОТЕКТОНИКА ПЕРМСКОГО БАССЕЙНА НА ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Резюме

Литофациальные и палеогеографические карты очередных этапов эволюции перми, за исключением нижнего красного лежня (Атлас..., 1978), интерпретировались в категориях опущенных и приподнятых палеотектонических элементов (фиг. 1—5). На этой основе подготовлены две очередные комплексные карты (фиг. 6 и 7), демонстрирующие постоянство палеотектонических элементов в продолжении пермского периода. Эти элементы образовались в результате поздневарисцийских процессов, сопровождавшихся появлением сбросов и эрейрогенических нарушений.

На Предсудетской территории дугообразные структуры (Вольштынское поднятие, Зеленогурская впадина) являются наследованными после морфолого-тектонических элементов райногерцинской зоны варисцийского орогена. Некоторые структуры расположены перпендикулярно или диагонально к главному направлению (ров Познани и Лясковиц), в результате активности поперечных сбросов. С течением времени приподнятые элементы постепенно делились на части, опускались и их заливало цехштейновое море. Этот процесс завершился во время цикла PZ3. Однако на крайнем юге района во всё цехштейновое время существовала палеотектоническо-палеоморфологическая ступень.

На противоположной стороне бассейна, на территории старой Восточно-Европейской платформы, существовавшие в то время приподнятые блоки (поднятие Лэбы, Мазурское поднятие), сохранились в течение всего периода, причём их границы постепенно расширялись. Этот элемент в целом был явно более стабильным, чем варисцийский пояс. Юго-западная граница этого элемента точно совпадала с внешним краем платформы, выделенным по сейсмическим данным МПВ. Зона Камень—Хойнице, сопредельная с краем платформы на юго-западе и характеризующаяся блоковым строением девона и карбона в основании перми, отличается большой мобильностью.

Между упомянутыми большими палеотектоническими элементами расположена центральная борозда, вероятно, на месте субварисцийской впадины. Во всё описываемое время она сильно понижалась, причём опускание не всегда компенсировалось осадками.

В пермском бассейне можно отметить два главных палеотектонических направления, а именно: СЗ-ЮВ, в основном параллельное границе Восточно-Европейской платформы; ЗСЗ-ВЮВ (т.н. „свентокшиское направление”), чётко выраженное как на юге предсудетской области, так и в зоне Камень—Хойнице и отражающее, вероятно, старшие (каледонские?) направления, обновившиеся в варисцийскую тектоническую эпоху; а также почти меридиональные направления невыясненного происхождения.

Многие из пермских палеотектонических элементов можно наблюдать также отразившимися в мезозое. Они показаны на фиг. 8, которая составлена несколько иным способом, чем остальные карты.

Ryszard WAGNER, Jędrzej POKORSKI, Ryszard DADLEZ

PALAEOTECTONICS OF THE PERMIAN BASIN IN THE POLISH LOWLANDS

Summary

Lithofacies and palaeogeographic maps of the successive Permian evolutionary stages except for the Lower Rotliegendes (Atlas litofacjalno-paleogeograficzny..., 1978) have been interpreted in terms of the palaeotectonic, down-warped and up-warped units (Figs. 1–5). On this basis two compound maps have been then prepared (Figs. 6 and 7), showing the persistence of palaeotectonic elements throughout the Permian period. These elements owe their origin to the Late Variscan faulting and warping processes.

Arcuated structures in the Fore-Sudetic area (Wolsztyn Uplift, Zielona Góra Depression) were probably inherited from the morphological-tectonic units of the Rheno-Hercynian Zone of the Variscan orogen. Some features are there oblique or perpendicular to the main trends (Poznań and Laskowice Grabens), being the result of the activity of transverse faults. With the passage of time the uplifted elements were being gradually segmented, subsided and submerged by the Zechstein sea. This process came to an end by the time of the PZ3 cycle. Nevertheless, a palaeotectonic-palaeomorphological edge existed constantly during the Zechstein in the southernmost part of the area.

On the opposite side of the basin, within the territory of the old East-European Platform, the then existing elevated blocks (Łeba Uplift, Mazury Uplift) persisted all the time, their extent even gradually growing. This unit as a whole was distinctly more stable than the Variscan belt. Its southwestern boundary follows strictly the outer edge of the Platform delimited by the seismic refraction data. Adjacent to this edge in its northwestern part, the Kamień–Chojnice Zone, where the Permian rocks are underlain by the strongly block-faulted Devonian and Carboniferous strata, distinguishes itself by its conspicuous mobility.

Between the above-mentioned major palaeotectonic units, the Central Furrow developed presumably at the place of the Sub-Variscan fore-deep. It is marked during the whole time-span discussed by the considerable subsidence, partly non-compensated by the accumulation of sediments.

Some principal palaeotectonic trends can be recognized within the Permian basin. They are: NW-SE trend, roughly parallel to the boundary of the East-European Platform; WNW-ESE trend (so-called "Góry Świętokrzyskie Mountains' trend"), clearly visible both in the southern part of the Fore-Sudetic area as in the Kamień–Chojnice Zone, representing probably older (Caledonian?) trends, rejuvenated during the Variscan tectonic epoch; finally, submeridional trends of obscure origin.

Many of the Permian palaeotectonic units have also been observed in the Mesozoic sequences. These are presented in Fig. 8 which is prepared in a somewhat different manner than the remaining maps.

Translated by R. Dadlez