

VLASTIMIL SVOBODA, JAROSLAV ZEMAN

ZAGADNIENIE ZWIĄZKU POMIĘDZY ROZWOJEM
OSADÓW WĘGLONOŚNYCH A RUCHAMI
TEKTONICZNYMI W KARBONIE
ZAGŁĘBIA GÓRNOŚLĄSKIEGO

(2 fig.)

*On the relation between the development of coal-bearing
sediments and tectonic mobility in the Carboniferous of the
Upper Silesia Coal Basin*

(2 Figs.)

W pracach i studiach lat ostatnich dotyczących Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wysuwa się stale na czoło zagadnienie rozwoju sedymentacyjnego i tektonicznego oraz wiek fałdowań, określające zmiany paleogeograficzne, jak również warunki ekologiczne dla rozwoju świata roślinnego i zwierzęcego.

W artykule tym pragniemy wspomnieć o niektórych stwierdzeniach uzyskanych z rozpoznania stosunków litofacjalnych, na których opierają się badania rozwoju tektoniczno-sedymentacyjnego Zagłębia i podkreślić przede wszystkim zjawisko osadów synorogenetycznych jako kryterium dla datowania procesów górotwórczych i określenia długości ich trwania, w przeciwieństwie do przyjmowanych dotąd tradycyjnie stratygraficznych hiatusów i dyskordancji.

Sedymentacja karbonu produktywnego Zagłębia nawiązuje bezpośrednio do poprzedniego rozwoju o charakterze fliszowym. Powiązanie to można najlepiej studiować przy południowo-zachodnim brzegu Zagłębia, na Morawach. W okresie tym obszar sedymentacyjny dzisiejszego karbonu produktywnego tworzył stabilniejsze przedpole wędrującej geosynkliny waryscyjskiej. Na podstawie zróżnicowania facjalnego karbonu dolnego możemy już jednakże sądzić o niejednorodnej mobilności tego przedpola. Stopniowe ograniczanie rozwoju wapiennego przez sedymentację kulmową we wizenie w kierunku wschodnim, wykazane wierceniami Puńców 1 i Žukov NP 339 sugeruje postępującą mobilizację tego przedpola w kierunku od zachodu w okresie jeszcze przed początkiem sedymentacji węglonośnej. Stworzone w ten sposób zostały warunki nieprzerwanej sedymentacji przy zachodnim brzegu Zagłębia, podczas gdy na progach, w części czołowej, dochodzi do przerwania rozwoju wapiennego, do hiatusów i następującego rozwoju zlepieńców (wiercenie NP 339, L. Jansa, J. Blumenthal, 1963). Wyraźna zmiana facjalna z towarzyszącym jej powstawaniem warunków dla sedymentacji węglonośnej nastąpiła dopiero w namurze i dlatego granica wizen-namur przy zachodnim brzegu Zagłębia ma miejsce najprawdopodobniej w okresie spokojnego rozwoju tektonicznego.

Przyspieszone pograżenie obszaru sedymentacyjnego i jego osadzenie w postaci jednostek o różnej mobilności nastąpiło dopiero w okresie namurskiej sedymentacji węglonośnej. Wysoki udział piaskowców, jak również i wyraźna cykliczność warstw pietrkowickich, częste oscylacje morza, podobnie jak występowania zlepieńców w południowej części rejonu ostrawsko-karwińskiego, szczególnie w obszarze cieszyńskim, wskazują na niepokój górotwórczy z jego przejawami na zachodnim zapleczu i na południowych wałach obrzeżających (siodło pŕiborsko-oldřichowickie, fig. 1). Molasowy charakter warstw pietrkowickich w rejonie ostrawsko-karwińskim nie pozwala na lekceważenie procesów górotwórczych należących do fazy sudeckiej (K. Bojkowski, A. Jachowicz, 1963), której rozpiętość stratygraficzna jest większa, niż to sądził H. Stille. Z niepokojem tym wiążemy umiejscowienie i założenie węglonośnego

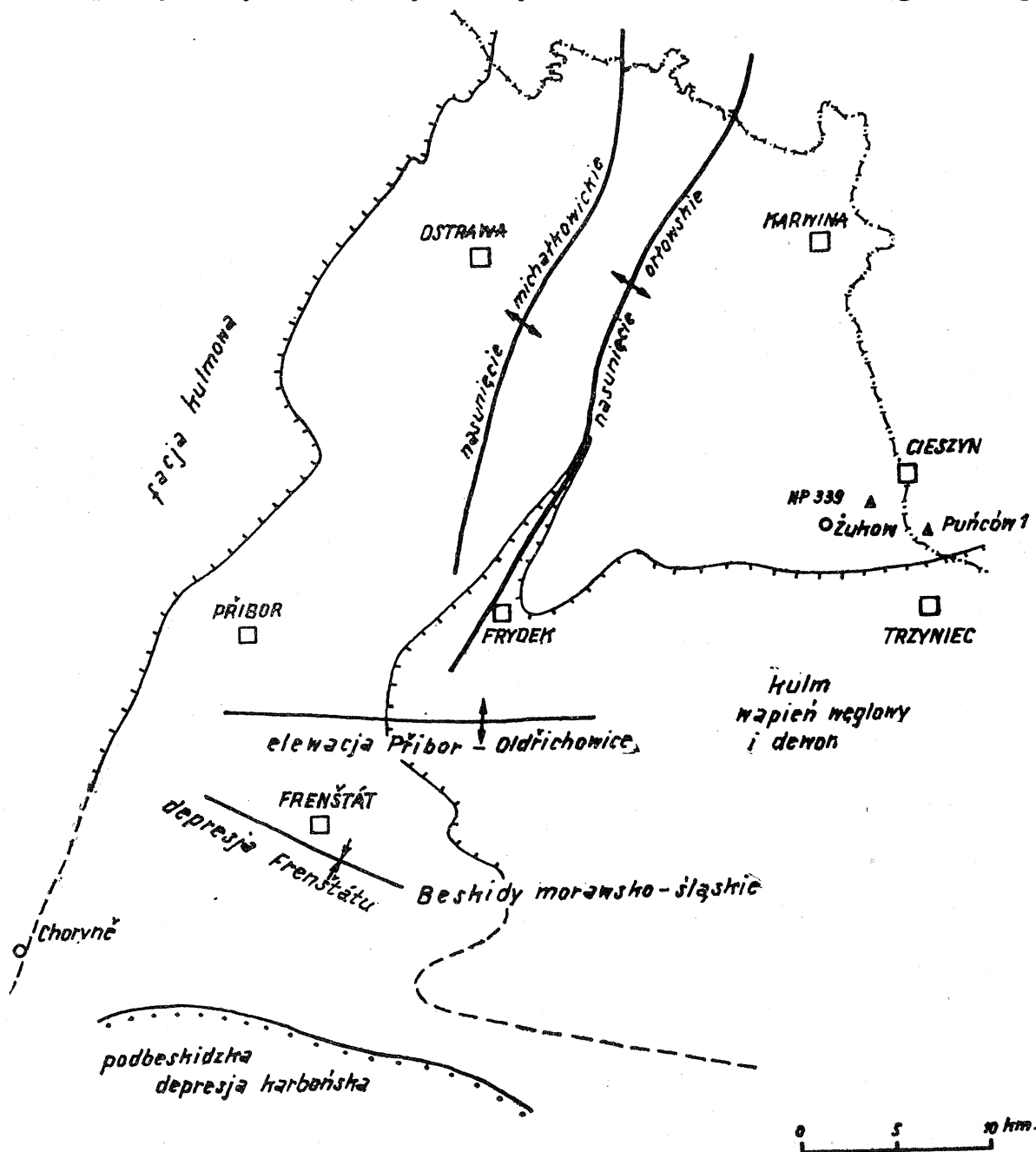


Fig. 1. Szkic sytuacyjny rozprzestrzenia karbonu produktywnego w południowo-zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego

Fig. 1. Map of the SW part of the Upper Silesia Coal Basin

obszaru sedymentacyjnego. Pogląd ten motywujemy wysokim udziałem piaskowców (aż 60%), wyraźną cyklicznością charakteru piedmontowego, charakteryzującą w Zagłębiu okres sedymentacji, który określić można jako synorogenetyczny. Oparcia dla datowania tych procesów możemy doszukiwać się w hiatusach, natomiast daremnie będziemy ich szukać w obszarach subsydencji. Hiatusy mogły powstawać w miejscach fałdowania i dźwigania, poza znanym dzisiaj rozprzestrzenieniem osadów węglonośnych (według naszego poglądu we wschodniej części kulmu jesienickiego), gdzie zaawansowana denudacja je niszczyła. Równocześnie możemy więc dlatego tylko z wielkimi trudnościami określić pierwotny zachodni brzeg warstw pietrkowickich. Brak zlepieńców w tych warstwach dostępnych w kopalniach ostrawskich i wierceniach nie świadczy o bezpośredniej bliskości tego brzegu.

W okresie sedymentacji warstw gruszowskich doszło do złagodzenia niepokoju tektonicznego, o czym świadczy mniejszy udział piaskowców (przeciętnie 45%), mniej wyraźna cykliczność oraz występowania potężnych kompleksów iłowcowych z fauną morską (horyzonty morskie Franciszka i Enna). Horyzont morski Enna znany jest z wierceń w całej czechosłowackiej części Zagłębia w przeciwieństwie do innych horyzontów morskich, które ku wschodowi i południowi zanikają. Całkowite ograniczenie obszaru znosu podkreślone jest wielkim rozprzestrzenieniem transgresji morskiej, umożliwionej regionalnym osiadaniem peryferycznych stref Zagłębia i brzegu z obszaru znosu.

Po tym okresie „ewolucyjnym” następuje ożywienie tektoniczne w czasie sedymentacji, co się przejawia w warstwach jakłowieckich wyraźnieniem cykliczności i wyraźniejszym rozwojem struktur fałdowych. Z okresem tym związane jest i występowanie nowych gatunków flory, co wykazały badania V. Š u s t y i E. P u r k y ň o v e j. Przejawy niepokoju tektonicznego narastają tak, że w warstwach porębskich dochodzi aż do przerwania sedymentacji na zachód od nasunięcia orłowskiego. Okresowi temu odpowiada rozpoczynający się hiatus w rejonie Spytkowice-Tenczynek (K. B o j k o w s k i, A. J a c h o w i c z, 1963). Ten niepokój tektoniczny wiążemy z rozpoczynającą się inwersją tektoniczną, która obejmowała Zagłębie od południowego zachodu.

Do okresu tego odnieść należy początek fałdowania w najbardziej zachodniej części Zagłębia, dzisiaj już zupełnie zdenudowanej. Fakty świadczące za naszym przypuszczeniem są następujące: w rejonie ostrawsko-karwińskim od Petřvaldu ku Ostrawie, to jest ku zachodniemu brzegowi Zagłębia nasilają się wpływy kontynentalne w sedymentacji, co się przejawia w ubytku wpływów morskich (redukcja horyzontu morskiego Barbara) ku zachodowi, w redukcji miąższości warstw (zmniejsza się intensywność subsydencji) w kierunku ku zachodowi i ku siódłom synsedymentacyjnym. W możliwym dzisiaj do prześledzenia i zbadanym rozprzestrzenieniu poziomym warstw jakłowieckich i porębskich z okresem ich sedymentacji wiąże się najwyraźniejsze pogłębienie synklin i stabilizacja antyklina (V. S v o b o d a, J. Z e m a n, 1963). Izolinie miąższości są w ich przebiegu niemal identyczne z kształtem struktur fałdowych. Ruchom górotwórczym towarzyszy tzw. pierwszy przełom florystyczny V. Š u s t y w pobliżu zlepieńca zameckiego.

Przytoczony ruch tektoniczny, co do którego zakładamy, że pod względem deformacyjnym objął już wypełnienie Zagłębia Górnośląskiego przy jego południowo-zachodnim brzegu, zaczął się więc wcześniej niż to bywa przytaczane w związku z tzw. fazą kruszcogórską. Jest więc rzeczą

sporną ograniczanie fazy kruszcogórskiej tylko do pogranicza namuru A i B i określanie długości jej trwania wielkością hiatusu u podstawy warstw siodłowych. Hiatus ten jest tylko odgłosem przerwania sedymentacji w wyniku czasowego, całkowitego wydźwignięcia na czechosłowackim terenie Zagłębia. Wielkość tego wydźwignięcia zmniejszała się od brzegów ku centrum Zagłębia. Przerwanie sedymentacji w zachodniej części Zagłębia ma charakter trwały.

Podczas kiedy na zachód od dzisiejszego nasunięcia orłowskiego ruchy dźwigające trwają w górnym namurze i przebiega właściwy proces fałdowania, na wschód od nasunięcia dochodzi do odnowienia przerwanej subsydencji i sedymentacji warstw siodłowych. Cały proces związany jest z wędrowaniem obszaru sedymentacyjnego, który na wschód od nasunięcia orłowskiego jest w znaczeniu tektonicznym jakimś rowem przedgórskim w stosunku do powstającej równocześnie strefy sfałdowanej.

O bezpośredniej bliskości tej strefy świadczy wielki udział zlepieńców (aż 20%) oraz piaskowców w warstwach siodłowych. Sedymentacja dokonywała się tu przeważnie w warunkach rzecznych; dochodziło do częstego przekładania koryt rzecznych i do erozji wewnątrzwarstwowej. U brzegu obszaru liczne są występowania zwietrzelin karbońskich z lokalnymi objawami wulkanizmu porfirytowego. Stwierdzona silna redukcja warstw siodłowych w wierceniach koło Cieszyna zezwala na przypuszczenie, że poziome rozprzestrzenienie warstw w kierunku ku południowi nie przekraczało linii Frydek — Trzyniec. W kierunku ku zachodowi na terytorium czechosłowackim warstwy siodłowe tracą również na miąższości tak, że można przypuszczać, że nie odkładały się już na zachód od fałdu michałkowickiego. Fałd orłowski tworzył bowiem stosunkowo ostrą granicę zachodnią tych warstw, co sugeruje fleksurowy kształt tego fałdu. Odpowiednik warstw siodłowych stwierdzony jednym wierceniem pomiędzy fałdem orłowskim i michałkowickim przedstawia jedynie bezwęglowy i brzeżny rozwój tych warstw o małej miąższości. Dalszym dowodem na ukończenie sedymentacji w namurze A na zachód od fałdu orłowskiego jest bardzo niskie uwęglenie pokładów w najniższej części warstw porębskich w Ostrawie. Pokłady węgla zawierają tutaj aż 44% części lotnych, co wyklucza przypuszczenie, że w ich stropie istniało jeszcze 600—700 m warstw, tworzących odcinek pomiędzy pokładem Prokop a zlepieńcem zameckim. W centrum pierwotnego Zagłębia Karwińskiego (w okolicy Petrovic) warstwy siodłowe mają największą miąższość — 250 m, która zwiększa się jeszcze w kierunku terytorium polskiego. W części centralnej, podobnie jak na północy, warstwy siodłowe mają w przeciwieństwie do części południowo-zachodniej mniej wyraźny charakter synorogenetyczny, co się przejawia w obniżeniu zawartości piaskowców w okolicy Dębieńska poniżej 55%, koło Zabrze tylko 40% w obniżeniu zawartości zlepieńców i braku kopalnych zwietrzelin.

Charakter sedymentacji warstw siodłowych w rejonie ostrawsko-karwińskim świadczy o zwięźeniu obszaru sedymentacyjnego i przesunięcia jego brzegu w kierunku ku centrum Zagłębia, na co wskazują głównie zwietrzeliny kopalne. W górnym namurze doszło na większej przestrzeni do przerwania połączenia podbeskidzkiego obszaru sedymentacyjnego z południowo-zachodnią częścią Zagłębia na skutek dźwigania wałów poprzecznych.

Istnienie zagłębia podbeskidzkiego zakłada się na podstawie licznych egzotyków wieku westfalskiego występujących w paleogenie i kredzie wewnętrznych Karpat fliszowych (por. tekst poniżej).

Z końcem namuru, w dolnych warstwach suskich dochodzi stopniowo do ponownego cofnięcia rozwoju facji przybrzeżnej. Równocześnie obniża się udział piaskowców dolnych warstw suskich z 60% na 35%, w górnych warstwach suskich znikają zlepierce, a pojawiają się częściej horyzonty ilowców z fauną słodkowodną, których ilość wzrasta od południa ku północy tak, że w polskiej części Zagłębia pojawiają się one w typowym rozwoju i w najwyższych warstwach rudzkich (Z. D e m b o w s k i i inni, 1963).

W tym okresie doszło równocześnie do obniżenia elewacji poprzecznych w dzisiejszym obszarze podbeskidzkim w wyniku całkowitego złagodzenia procesów górotwórczych tak, że nie jest wykluczone, że okresowo nastąpiło połączenie karwińskiego obszaru sedymentacyjnego z obszarem podbeskidzkim.

Najwyższe stratygraficzne warstwy stwierdzone wierceniami w rejonie Karwiny — Fryštatu w tektonicznie obniżonych krach, paralelizujemy z warstwami orzeskimi. Ich rozwój litofacjalny różni się od rozwoju warstw z Dębieńska zasadniczo większym udziałem piaskowców. Okoliczność ta i bardziej wyraźna cykliczność dowodzą ponownie zwiększenia się niepokoju górotwórczego i przesuwania rozwoju sedymentacji przybrzeżnej ku środkowi Zagłębia w wyniku postępujących dźwigań przy brzegu, a to szczególnie w fałdowanej strefie na zachodzie i południowym zachodzie oraz podnoszenia wałów w południowej części Zagłębia.

Przy końcu westfalu B, w okresie, kiedy się zwiększa udział piaskowców i w polskiej części Zagłębia, a kończy hiatus w rejonach wschodniej tej części, dochodzi zapewne w części południowo-zachodniej do zakończenia sedymentacji górnokarbońskiej. W zagłębiu podbeskidzkim, oddzielonym już trwale od zasadniczego Zagłębia Górnośląskiego sedymentacja trwała nadal, sądząc według analiz palynologicznych egzotyków westfalskich, prawdopodobnie aż do westfalu C.

Dolnowestfalski ruch tektoniczny poprzedza dalsze przesunięcie obszaru sedymentacyjnego w kierunku ku wschodowi i intensywne pogłębianie obszaru w czasie górnowestfalskim, leżącego wewnątrz podnoszących się brzegów zagłębia (typowe zagłębienie śródgórskie).

Na jego tyle dochodziło do dalszych przejawów fałdowania w obszarze rybnickim i gliwickim, zwłaszcza na głównych fałdach (nasunięcia), w obszarze ostrawskim natomiast przejawiało się ono ruchami na uskockach. Właściwej fazie asturyjskiej, której większość autorów pod wpływem H. Stillego przypisywała wyłącznie działalność deformującą, przypada według naszego poglądu już mniej wybitna rola w dźwiganiu warstw, rozbiciu uskockami, zakończeniu sedymentacji węglonośnej na całej powierzchni zagłębia i w założeniu stefńskiego obszaru sedymentacyjnego we wschodniej części Zagłębia (fig. 2).

Sądząc ogólnie, sedymenty synorogeniczne ukazują się w całym profilu stratygraficznym jako bardzo stosowne dla datowania tektogenezy, jednakże najmniej wygodne dla regionalnych badań stratygraficzno-korelacyjnych, a to ze względu na ich ograniczone rozprzestrzenienie, związane z bliskością odpowiedniego obszaru sedymentacyjnego w stosunku do współczesnej, tektonicznie aktywnej strefy na zapleczu. W osadach synorogenetycznych nie występują również granice biostratygraficzne, które są położone w karbonie górnośląskim wśród osadów o spokojnym rozwoju sedymentacyjnym; można by powiedzieć, że zmiany biostratygraficzne nieco wyprzedzają zmiany tektoniczno-facjalne.

Jeżeli oceniamy sedymenty synorogenetyczne pod względem węglonośności warstw należących do danego okresu tektonicznego, widzimy, że panują wtedy warunki sprzyjające akumulacji substancji roślinnej i sta-

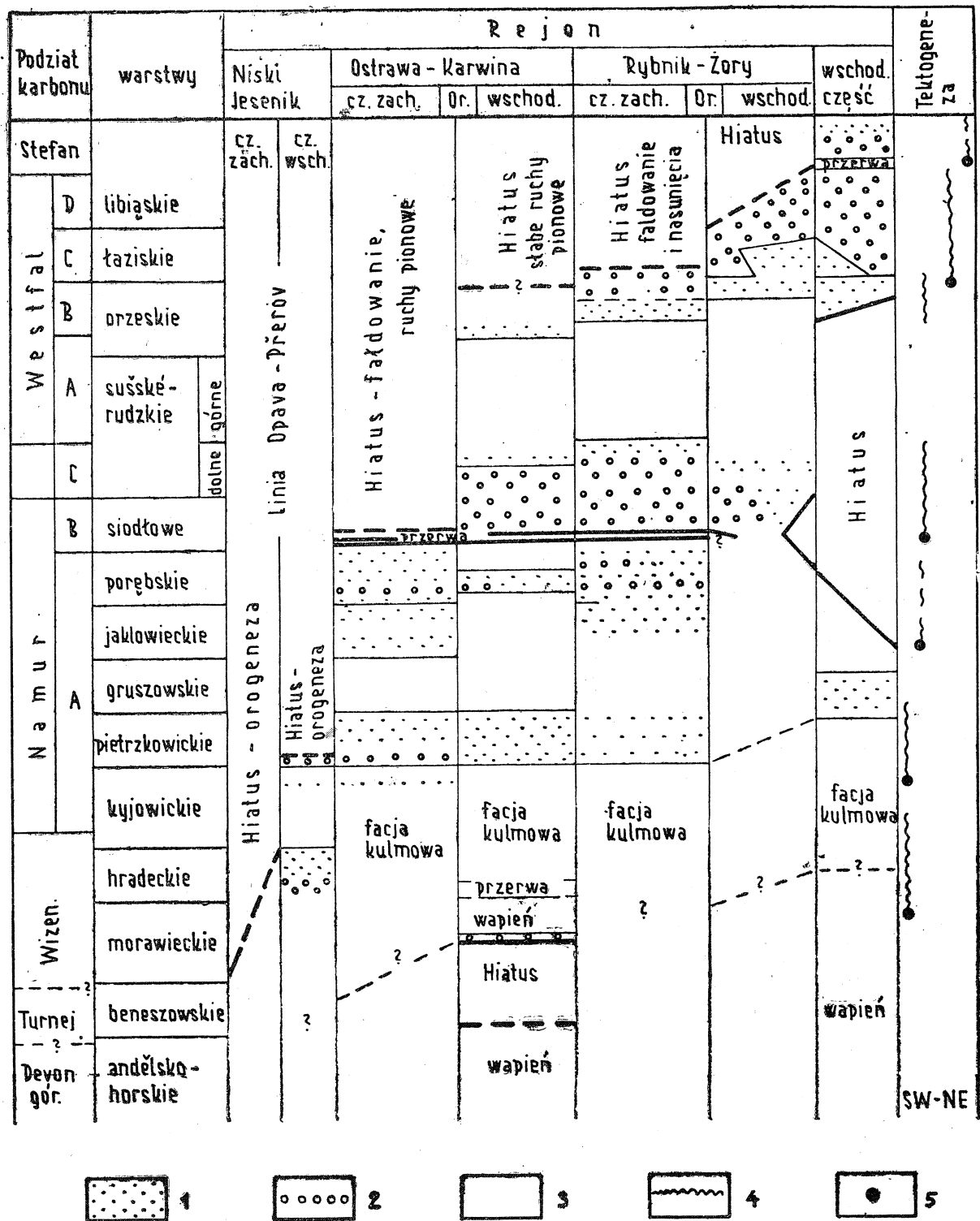


Fig. 2. Schematyczne przedstawienie związku tektogenezy, hiatusów i typów sedymentacji. 1 — niewyraźne osiadanie synorogeniczne; 2 — wyraźne osiadanie synorogeniczne; 3 — sedymentacja „anorogeniczna”; 4 — ciągłość fałdowań na zapleczu; 5 — początek przesuwania się zbiornika z SW na NE

Fig. 2. Schematic presentation of relations between tectogenesis, hiatuses and types of sedimentation. 1 — undistinct synorogenic subsidence; 2 — well marked synorogenic subsidence; 3 — „anorogenic” sedimentation; 4 — continuous folding of hinterland; 5 — beginning of displacement of the basin from SW to NE

łemu powstawaniu pokładów węgla. W warstwach tych występują najpotężniejsze pokłady węgla. Ich powstawanie jest warunkowane oprócz optymalnych warunków wegetacyjnych roślinności, bardziej prawidłowym zmienianiem się przyspieszonych (tworzenie piaskowców) i zwolnionych niczym nie przerwanych (tworzenie pokładów węgla) ruchów obniżających dna Zagłębia.

Z poprzednich danych wynika, że zasięg przestrzegany sedymentów synorogenetycznych był ograniczony grzbietami (wałami) podnoszącymi się przy brzegach zagłębia, w okresach „anorogenetycznych” natomiast dochodziło do całkowitych przesunięć obejmujących i brzegi obszaru znosu, a w ten sposób i do „transgresji” sedymentów węglonośnych.

Uwagi te opieramy również o stwierdzenia A. Jachowicza (1960) oraz K. Bojkowskiego i A. Jachowicza (1963) w odniesieniu do hiatusa przesuwającego się w namurze ku północnemu zachodowi i ustępowaniu jego przy stopniowej transgresji sedymentów w westfalu, kiedy to zagłębie rozszerzało się jedynie ku wschodowi.

Na terenie rejonu ostrawsko-karwińskiego w czasie sedymentacji najwyższych warstw gruszowskich i górnych warstw suskich dochodziło do rozszerzenia sedymentacji ku południowi do ewentualnego połączenia z oddzielnymi w zasadzie małymi zagłębieniami pod dzisiejszymi Beskidami i Karpatami fliszowymi.

Uwagi te posiadają znaczenie dla określenia terytorialnego i stratygraficznego rozprzestrzeniania warstw węglonośnych w nie zbadanej dotychczas części pod Karpatami. W ostatnich latach prace wiertnicze dotarły w kierunku południowym po obszar Frenštatu p. R. Wyniki wierceń wykazały istnienie poprzecznych struktur o kierunku W — E. Na południe od siodła přiborsko-oldřichowického, w którego jądrze występuje pod kredą karbon dolny i węglanowy dewon, stwierdzona została, zakładana już przedtem, synklinalna depresja frenštacka. W jej centrum stwierdzono również i warstwy porębskie. Miąższości poszczególnych warstw są tutaj redukowane zgodnie ze stopniowym zmniejszaniem się ich grubości w południowej części rejonu ostrawsko-karwińskiego. Badania sejsmiczne stwierdziły na południe od tej depresji dalszą elewację strukturalną, przebiegającą pod głównym masywem Beskidów Morawskich.

Południowe skrzydło tej elewacji zapada szybko ku południowi w dolinie rzeki Beczwy, gdzie na głębokości ponad 1500 m można oczekiwać dalszej depresji strukturalnej. W nadkładzie występuje płaszcz fliszowy, w którego czole znaleziony został egzotyczny blok węgla z Choryně, reprezentujący dolny westfal.

Nie można wykluczyć, że karbońskie wypełnienie ostatniej depresji stwierdzonej sejsmicznie, stanowią także warstwy westfalskie, będące źródłem otczaków węgla, występujących w osadach nasunięcia karpackiego. Przytoczona depresja jest bądź brzegiem, bądź też samodzielną strukturą zagłębia podbeskidzkiego.

Nakreślony przez nas rozwój tektoniczno-sedymentacyjny południowo-zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego, wyprowadzony ze zmiennego występowania sedymentów gruboklastycznych, nie wyklucza możliwości okresów hiatusów w sedymentacji małych zagłębi podbeskidzkich. Wędrowanie rozwoju sedymentacji brzeżnej przebiegało widocznie od południa, ewentualnie od SSW ku NNE, w kierunku przeciwnym wnikały do tej części zagłębia ingresje i transgresje morskie.

SUMMARY

The sedimentation of the coal-bearing formation and the tectonic history of the Upper Silesia Coal basin are discussed. The authors stress upon the importance of syn-orogenic sediments for dating the orogenic processes and for the evaluation of their duration.