

Zbigniew OBUCHOWICZ

Próba ustalenia budowy zapadliska przedkarpackiego w granicach Polski

Zapadlisko przedkarpackie obejmuje obszar położony przed Karpatami — od wschodniej granicy państwa po linię wychodni kredy wiecki lubelskiej, południowo-wschodnią granicę Gór Świętokrzyskich, południowo-wschodnią część wiecki miechowskiej, Wyżynę Krakowską i południową część Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Na południu zapadlisko obejmuje również podłoże Karpat, na które nasunęły się Karpaty. Szerokość strefy jest trudna na razie do określenia. Na wymienionym obszarze można stwierdzić badaniami geofizycznymi wyraźne zaburzenia dysjunktywne związane z okresem młodszych faz orogenezy alpejskiej.

Granice zasięgu zapadliska przedkarpackiego podane są dla orientacji jego położenia i nie wiążą się one ściśle z jego zasięgiem w starszych okresach, dla których podjęto próbę określenia rozwoju tektonicznego. Podłoże ma swoją historię geologiczną, dla jej przedstawienia w krótkich zarysach konieczne jest omówienie szerszego obszaru.

Pierwszym badaczem, który na podstawie egzotyków występujących we fliszu i osadach miocenu dał zarys budowy zapadliska dla okresu od kredy do miocenu, był R. Zuber (1902). Przyjął on hipotezę o istnieniu pod Karpatami wschodnimi wału zbudowanego z fillitów, łączącego Dobrudżę z obszarem świętokrzyskim i nazwał go górami sudecko-sandomierskimi.

Zarys tektoniki zapadliska przedkarpackiego przedstawiony przez W. Teisseyrea (1921a, b) ujęty został w szereg linii dyslokacyjnych, biegnących równolegle do brzegu Karpat wschodnich oraz prostopadle do tego kierunku. Granicę północno-zachodnią zapadliska nazwanego nadwiślańskim wyznaczała strefa dyslokacyjna Wisły, czyli tzw. dyslokacja Zawichost — Kurdwanów. Autor ten postawił również hipotezę o istnieniu dyslokacji równoległej do brzegu Karpat, biegnącej na linii Wieliczka — Rzeszów. W. Teisseyre sądził, że masy zapadliska przedkarpackiego podsunęły się pod flisz karpacki w okresie ruchów alpejskich.

Budowę zapadliska przedkarpackiego omawiał wielokrotnie w swoich publikacjach K. Tołwiński (1956). J. Nowak nazywał je synklinorium i zaznaczył północny jego zasięg wałem meta-karpackim, biegnącym przez

Wyżynę Krakowską i Góry Świętokrzyskie po Podole (J. Nowak, 1927; J. Nowak, J. Zernit, 1935). Myśl tę rozwija obecnie A. Tokarski (1958). J. Nowak przypuszczał również, że pod Karpatami przebiegał grzbiet Pralkarpat łączący Dobrudzę z Sudetami. W późniejszym okresie wielu geologów (B. Świdorski, 1952; M. Książkiewicz, 1932; A. Kisłowski, 1951; K. Konior, 1938; J. Wdowiarz, 1951 i inni) stwierdziło ścisły związek między budową powierzchni podłoża miocenijskiego zapadliska a nasuniętymi Karpatami.

J. Samsonowicz (1955) wypowiedział opinię, że w północnej części zapadliska przedkarpackiego pod osadami miocenu istnieje przedłużenie kambryjskiego trzonu Gór Świętokrzyskich. Duże znaczenie mają również prace J. Czarnockiego (1957).

W ostatnich latach w oparciu o wiercenia przemysłu naftowego oraz materiały geofizyczne podjęte zostały próby odtworzenia budowy zapadliska przez wielu geologów (A. Kisłowski, 1951; A. Tokarski, 1958; A. Morryc, 1961; P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961; Z. Obuchowicz, 1963; Z. Obuchowicz, A. Tokarski, S. Wdowiarz, 1958 i inni).

Dodatkową podstawą dla podjęcia tego rodzaju prób były wyniki badań geologicznych z terenów sąsiednich, tj. Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, Gór Świętokrzyskich oraz głównej części zapadliska przedkarpackiego położonego w ZSRR.

Główne kierunki tektoniczne NW — SE stwierdzone w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym zostały odkryte jako kierunki sfałdowań lub dyslokacji przez E. Tietzego (1888), F. Rutkowskiego (1927), J. Nowaka i J. Zernit (1935), S. Czarnockiego (1932), S. Doktorowicz-Hrebnińskiego (1960), S. Siedleckiego (1954) i innych. Równocześnie wyznaczyli oni kierunki WNW — ESE i NNE — SSW jako równorzędnie ważne.

W Górach Świętokrzyskich dominują dwa kierunki tektoniczne. J. Czarnocki (1957), M. Książkiewicz, J. Samsonowicz (1952) i następcy wyznaczyli w paleozoicznym trzonie Gór Świętokrzyskich prawie równoleżnikowy kierunek — WNW — ESE, przecięty szeregiem dyslokacji o kierunku zbliżonym do N — S. Drugim kierunkiem sfałdowań jest kierunek tektoniczny NW — SE w seriach mezozoicznych.

W układzie tektonicznym trzonu Gór Świętokrzyskich Cz. Żak (1962) dopatrywał się wpływu platformy wschodnioeuropejskiej oraz Pralkarpat.

Przy rozwiązywaniu budowy geologicznej Polski wielu geologów i geofizyków zajmowało się bliższym sprecyzowaniem brzeżnej strefy platformy wschodnioeuropejskiej. Kierunek tej strefy został określony przed 50 laty przez W. Teisseyrea, następnie przez A. Tornquista. Ostatnio opracowywali to zagadnienie różni geolodzy (A. Kisłowski, 1951; W. Pożaryski, 1957; J. Skorupa, 1959; S. Sokołowski, J. Znosko, 1959) i inni, którzy linię graniczną dla platformy wschodnioeuropejskiej prowadzili w różnym położeniu.

Przechodząc do omówienia zarysu budowy wschodniego przedłużenia zapadliska przedkarpackiego wymienię tylko kilku autorów. I. O. Brod (1949) przyjmuje istnienie orogenu kimeryjskiego i hercyńskiego oraz orogenu kaledońskiego obrzeżających od południowego zachodu platformę wschodnioeuropejską. N. S. Szatcki (1946) widział w synklinie lwowskiej, położonej między krystalicznym masywem wołyńsko-podolskim a paleozoiczną sfałdowaną strefą, położoną w podłożu wschodniego

zapadliska przedkarpackiego i Karpat, wycienianie się osadów paleozoicznych, silnie rozwiniętych w zachodniej Polsce. M. B. Muratow i N. I. Maślankowa (1952) oraz O. S. Wiałow (1955, 1960) wypowiedzieli się, że orogen dolnopaleozoiczny przebiega pod Karpatami — od Dobrudży po Góry Świętokrzyskie. W. W. Głuszko (1959), W. W. Głuszko, W. Sandler, 1959; W. Sandler, W. W. Głuszko, 1955; D. Gofstein (1957) i inni na podstawie wierceń w Rawie Ruskiej, Uhersku, Słobódce Leśnej koło Kołomyi oraz wierceń w południowej Besarabii wnioskowali, że w podłożu miocenu pod osadami górnej jury przebiega strefa orogenu kaledońskiego zbudowana z utworów sylurskich.

Pomijając opinię innych autorów odnośnie do przebiegu domniemanego orogenu paleozoicznego, biegnącego na południowy zachód od brzegu platformy, A. A. Leszczyński (1960) wiązał zapadlisko jurajskie ze strefą minimum grawimetrycznego, która biegnie od południowej strony Gór Świętokrzyskich przez Sądową Wisznę pod Karpaty w kierunku Dobrudży. Opinia N. R. Ładyżyńskiego i W. A. Antipowa (1961) pokrywa się z poprzednimi wypowiedziami.

Również dalszy obszar platformy wschodnioeuropejskiej tworzy szereg struktur dewońsko-karbońskich o kierunku NW — SE. W czołowej części tych struktur stwierdzono za pomocą wierceń występowanie warstw górnego dewonu i karbonu, które zapadają pod kątem 20—40°. Część geologów (W. W. Głuszko, J. F. Klitoczenko, J. Łapkin, M. W. Czurwinska, 1959) tłumaczy istnienie tego rodzaju wąskich stref bliskością dyslokacji, jak również tym, że w okresie orogenezy hercyńskiej istniały słabe ruchy fałdowe. Ruchy te wywołały sfałdowanie stref czołowych poszczególnych antyklin przy płasko leżących szerokich synklinach. Można by dopatrywać się w tym ewentualnego powiązania orogenu paleozoicznego z obszarem platformy wschodnioeuropejskiej.

Geolodzy rumuńscy dopatrywali się przedłużenia strefy Dobrudży w kierunku N — W, tj. w grzbiecie hercyńskim, biegnącym pod Karpatami w kierunku Sudetów. Opinia tego rodzaju nie pokrywała się z opinią D. M. Predy (1960), według którego powiązanie Dobrudży z Górami Świętokrzyskimi lub Sudetami nie może być brane pod uwagę ze względu na inny rozwój litologiczny osadów dewonu i triasu. Według tego autora silne ruchy kimeryjskie wywołały nasunięcie łupków Dobrudży i strefa tych łupków ciągnie się w kierunku NW pod Karpaty. Maksimum nasunięcia przewiduje autor w środkowej części Karpat, minimum w Dobrudży i pod zachodnimi Karpatami.

Z uwag geologów i geofizyków węgierskich dotyczących budowy zapadliska przedkarpackiego można przytoczyć opinię V. Scheffera (1952), który na podstawie materiałów grawimetrycznych uważał, że na linii Užhorod — Winogradów biegnie pod Karpatami strefa gór krystalicznych, oddzielonych od północy linią uskoku, nazwanego sudeckim. Uskok ten biegnie w pobliżu linii tektonicznej Szamos notowanej przez H. Stillego (1953). V. Scheffer (1952) wyznaczył na terenie Węgier linie tektoniczne prostopadłe do uskoku sudeckiego, jak np. linię biegnącą od Kalnika do rzeki Hornad. Autor sądził, że przedłużenie tej linii istnieje po północnej stronie Karpat na obszarze zapadliska przedkarpackiego, gdyż dyslokację tę uważał za starszą od geosynkliny karpackiej. Autor

ten sugerował możliwość wiązania tej linii z dyslokacją Włodzimierza Wołyńskiego.

Wiele prac na temat Karpat i podłoża wykonali geolodzy czescy, którzy podkreślali wielokrotność ruchów tektonicznych. Opinię tych geologów nie podaje, ale dla przykładu przytoczę wypowiedź Z. Rotha (1961), który w oparciu o badania grawimetryczne wykreślił granicę południowo-wschodnią masywu czeskiego wzdłuż linii Strażnica — Namysłowa. Ten sam autor wydzielił linię Orłowo — Mistek jako linię graniczną dla zróżnicowanych facjami osadów dewonu. W okresie triasu obszar morawsko-śląski tworzył ład, który rozdzielał morze na północne i część południową — geosynklinę alpejską. Dla miocenu Z. Roth prowadził północną granicę rowu wzdłuż linii Wyszaków — Lipnik.

Zestawienie zarysu facjalno-stratygraficznego dla poszczególnych części zapadliska przedkarpackiego wyraźnie podkreśla wielokrotne niezgodności zachodzące na tym obszarze. Niezgodność ułożenia warstw względnie zupełny ich brak zaznacza się w warstwach kambru, ordowiku, syluru, a następnie dewonu i karbonu. Dalsze niezgodności wyraźnie występują w utworach permu, następnie triasu, jury i kredy. Na nich leżą niezgodnie osady tortonu i sarmatu.

Wyraźne zaburzenia tektoniczne o dużych nachyleniach stwierdzono w utworach prekambryjskich i kambryjskich, oraz w utworach ordowiku i syluru we wschodnim przedłużeniu zapadliska przedkarpackiego. Duże niezgodności oraz niewielkie nachylenia w utworach górnego paleozoiku i mezozoiku wskazują natomiast na prawdopodobne istnienie przemieszczeń typu dysjunktywnego. Najmłodsze osady, tj. tortonu i sarmatu, uległy wyraźnemu sfałdowaniu w kontakcie z Karpatami.

W fazie asyntyjskiej nastąpiło silne sfałdowanie warstw prekambriu. K. Łydka i S. Siedlecki (1963) w oparciu o opinię geologów zagranicznych przyjmują kierunek sfałdowań prekambriu NW — SE. Na podstawie regionalnych badań geofizycznych, zwłaszcza magnetycznych, nie można jednak odrzucić przypuszczenia, że kierunek tych sfałdowań był NE — SW. Najprostsze rozwiązanie tego problemu można ująć w ten sposób, że przy sfałdowaniach (przyjętych przez K. Łydkę i S. Siedleckiego) powstały znaczne dyslokacje o kierunku NE — SW, które wpływają na przebieg rozmieszczenia pola magnetycznego.

Po tym okresie obszar dzisiejszego zapadliska przedkarpackiego był prawdopodobnie strefą wyniesioną. Geosynklynalne osady kambryjskie zostały odłożone w północnej części obszaru oraz w Górach Świętokrzyskich (E. Głowacki, H. Jurkiewicz, P. Kamkowski, 1958).

Pod koniec kambru w fazie górotwórczej sandomierskiej następuje nasunięcie z północy i złuszkowanie tych warstw wraz z warstwami prekambryjskimi. Fałdy mają kierunek WNW — ESE (J. Samsonowicz, 1955).

Osady ordowiku leżące niezgodnie w kilku miejscach na osadach prekambriu (Mędrzechów) i kambru (Uszkowce) na obszarze zapadliska (H. Tomczyk, 1962) transgredują na różne warstwy, co można wiązać z fazą sandomierską. Zgodność rozwoju warstw z Mędrzechowa z osadami ordowiku zachodniej części Gór Świętokrzyskich nasuwa myśl o wspólnym basenie dla obu rejonów (H. Tomczyk, 1962, 1963).

Ułożenie warstw syluru w Mędrzechowie i Mrzygłodzie pozwala łączyć ten obszar z rejonem kieleckim. Natomiast rejon Lubaczowa —

Uszkowiec wiąże się wykształceniem syluru z regionami kieleckim i łyso-górskim (H. Tomczyk, 1962). Prawdopodobnie morze syluru obejmowało, przynajmniej okresowo, obszar całego zapadliska przedkarpackiego, pomimo niestwierdzenia jego osadów wierceniami. Nieciągłości w rozwoju utworów warstw syluru i ordowiku na terenie zapadliska wskazują na istnienie sfałdowań fazy takońskiej (H. Tomczyk, 1962, 1963).

Należy nadmienić, że powstanie zlepieńców w rejonie Łapczycy, jak podaje K. Łydka, S. Siedlecki i H. Tomczyk (1963), jest wynikiem fazy tektonicznej w okresie ludlowu.

Istnienie w strefie brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej (rejon Rudy Lubyckiej i Rawy Ruskiej) silnie zaburzonych osadów syluru wskazuje na zaburzenia po okresie syluru. Dyslokację o kierunku N — S, która będzie na terenie południowo-wschodniego przedłużenia zapadliska przedkarpackiego przez Uhersko (W. W. Głuszko, 1959; W. W. Głuszko, J. M. Sandler, 1959), można łączyć z tym okresem. Wzdłuż wspomnianej dyslokacji nastąpiło prawdopodobnie przemieszczenie między platformą wschodnioeuropejską a blokiem położonym na zachód.

W obrębie centralnej i wschodniej części zapadliska przedkarpackiego dewon rozpoczyna się osadami oldredu, bardzo zbliżonymi do osadów występujących w niecce lwowskiej. Występowanie dolnego dewonu typu morskiego stwierdzono w zachodniej części zapadliska w rejonie Andrychowa. Dewon środkowy i górny w postaci osadów dolomityczno-piaszczystych stwierdzony został wierceniami przez przemysł naftowy w pasach równoleżnikowych, jak np. w Skalbierzu i Kazimierzy Wielkiej. Należy to łączyć z istnieniem fazy bretońskiej, szczególnie w południowej i wschodniej części zapadliska. Brak osadów dewonu na wschodnim przedłużeniu zapadliska przedkarpackiego dowodzi wynurzenia tej części (na N i NE od Rzeszowa) i silnej erozji fałdów.

Morze dolnego karbonu — turneju transgreduje na omawiany obszar od strony NW i W. Przejście osadów dewonu do karbonu zanotowane w Żółczy (H. Żakowa, 1963) oraz cienkie wkładki turneju w Bratkowicach (E. Głowacki, H. Jurkiewicz, P. Karnkowski, 1958) podkreślają wspomniany kierunek transgresji. Dalsze pograżenie tego silnie zdyslokowanego obszaru oraz zmienny rozwój osadów w rejonie Partyni — Mędrzechowa (H. Żakowa, 1963) dowodzi, że w tym okresie nastąpiło sfałdowanie tych warstw prawdopodobnie o kierunku WNW — ESE.

Próba wydzielenia jednostek karbońskich w oparciu o wiercenia i badania geofizyczne, np. jednostki Książ Wielki — Mędrzechów — Podborze, Miechów — Dąbrowa Tarnowska — Ropczyce, Bębło — Puszcza o kierunku ESE, umożliwi powiązanie obszaru Gór Świętokrzyskich, zapadliska przedkarpackiego oraz Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w jedną całość tektoniczną. W fazie sudeckiej następuje ponowne wydzwignięcie całego obszaru z wyjątkiem strefy zachodniej, tj. w rejonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

W okresie fazy kruszcogórskiej niektórzy geolodzy dopatrują się kierunku nasunięć tektonicznych z NE ku SW, jednak w fazie asturyjskiej istniało dalsze słabe nasuwanie w kierunku NNE.

Po tym okresie powstał duży nacisk równoleżnikowy wywołany nasunięciem masywu czeskiego i sudeckiego, powodujący od zachodu szereg

dyslokacji o kierunku N — S lub NNE — SSW. Tego rodzaju dyslokacje obserwujemy również w Górach Świętokrzyskich. W wyniku tego nacisku nastąpiło prawdopodobnie wyniesienie wschodniej części zapadliska przedkarpackiego od południka Niwiska — Sędziszów, jak również powstanie wąskiego rowu tektonicznego w rejonie Liplasu.

W permie obszar zapadliska przedkarpackiego był nadal wyniesiony, a morze tego okresu sięgało jedynie pojedynczymi zatokami, biegnącymi od strony NW, np. po Mielec. Po stronie południowej obszaru przebiegało wyniesienie o kierunku NW — SE, prawdopodobnie było to przedłużenie „grzbietu dębnickiego“.

Wyniesienie zapadliska mogło być powodem różnicy w wykształceniu domniemanych osadów permu w południowej części obszaru (otwór wiertniczy Liplas) i osadów permu znanego z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Prawdopodobnie na pograniczu karbonu i permu nastąpiła zmiana kierunków na kierunek NE — SW. Poparciem takiego wniosku jest np. powstanie nasunięć „grzbietu Dębniaka“.

W okresie triasu nastąpiło dalsze obniżenie zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. Duża zmienność miąższości piaskowca dowodzi dużych deniwelacji powierzchni osadzenia. Prawdopodobnie istniało wyniesienie południowego bloku oraz bloku wschodniego na E od południka Sędziszów.

Brak utworów liasu lub występowanie jego fragmentów w rejonie Mielca (J. Wdowiarski, 1951) dowodzi, że ruchy fałdowe starokimeryjskie spowodowały wyniesienie obszaru zapadliska. Dopiero w doggerze (bat-bajos) nastąpiło wdarcie się zatoki od NW sięgającej po Lubaczów. Forma zatoki była zgodna z zarysowanym wałem kujawsko-świętokrzysko-dobrudzkim. Po stronie zachodniej podobna zatoka przebiegała przez obszar niecki miechowskiej sięgając pod Liplas (I. Junkiewiczowa — informacja ustna).

W okresie keloweju a następnie w okresie górnej jury prawdopodobnie całe zapadlisko przedkarpackie było objęte płytkim morzem. Dopiero w okresie fazy deisterskiej ewentualnie osterwaldzkiej (wapień serpulitowy z Rzochowa) nastąpiły ruchy tektoniczne. Kierunek ruchów był zgodny z kierunkiem wału świętokrzysko-dobrudzkiego. Prawdopodobnie strefa przebiegu osi niecki jurajskiej przebiegała przez miejscowości Jędrzejów — Partynia.

W dolnej kredzie obszar ten był znowu wyniesiony. Natomiast w okresie cenomanu nastąpiła transgresja zatoki morza prawdopodobnie z NW wzdłuż synkliny miechowskiej. W okresie turomu i senonu nastąpiło dalsze obniżenie synkliny miechowskiej i rejonu lubelskiego po Lubaczów oraz osadzanie się wapieni i margli.

Faza laramijska (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1952) wynurzyła cały obszar zapadliska przedkarpackiego. Prawdopodobnie wyniesienie to nastąpiło wzdłuż linii dyslokacyjnych o kierunku NW — SE. Potem nastąpiła silna erozja, przy wyraźnym zaznaczeniu rowów erozyjnych biegnących ku południowi (S. Dżułyński, 1953).

Ostatnia transgresja morska na omawiany obszar wiąże się z powstaniem zapadliska przedkarpackiego. W burdygale i helwecie południowa część zapadliska, obecnie przykryta Karpatami, była najprawdopodobniej

zalana morzem, gdy obszar zapadliska położonego przed Karpatami był lądem. W helwecie we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego powstały warstwy stebnickie nasunięte obecnie na warstwy tortonu i sarmatu wzdłuż linii o kierunku NW — SE. Występowanie na powierzchni tzw. jednostki stebnickiej ograniczone jest od zachodu sigmoidą przemyską. Dalej na zachód jest ona znana z fragmentów znajdujących się przed i pod Karpatami w formie nasuniętych łusek. Występowanie ich w tej pozycji (E. Głowacki, H. Jurkiewicz, 1963) dowodzi nasunięcia tych form wraz z Karpatami z południa ku północy. Nasunięcie to miało znaczną amplitudę i nastąpiło w okresie tortonu-sarmatu, z końcowym dofałdowaniem w okresie późniejszym.

W okresie tortonu następuje przesunięcie obniżenia przedgórskiego ku północy, wskutek czego morze tortonu transgredowało na północ. Dla tego okresu można by przyjąć ewentualnie istnienie bloku podniesionego w rejonie Rzeszowa. Na obszarze tym brak jest jednak anhydrytów. Mogły one być osadzone a następnie zerodowane. Domniemana erozja musiałaby nastąpić przed osadzeniem wyższych ogniw tortonu i sarmatu.

W okresie tortonu powstały linie tektoniczne o kierunku NW — SE, co można stwierdzić bardzo wyraźnie badaniami geofizycznymi. Równocześnie powstały dyslokacje poprzeczne oraz dyslokacje równoleżnikowe. Po tortonie górnym zachodnia część zapadliska przedkarpackiego została wyniesiona i morze wycofało się w kierunku wschodnim, dając w sarmacie osady wielkiej miąższości, np. w rowie tektonicznym na południe od Lubaczowa ponad 2000 m.

Tektonika osadów tortonu i sarmatu na terenie zapadliska przedkarpackiego jest głównie związana z ruchem Karpat. Obszar zapadliska można podzielić na trzy strefy: 1) strefę północną, gdzie warstwy tortonu i sarmatu nie wykazują zaburzenia fałdowego, istnieją tam natomiast wyraźne przemieszczenia dysjunktywne; 2) strefę warstw tortonu i sarmatu przed czołem Karpat, gdzie jednostki tortonu są silnie sfałdowane, a następnie nasunięte na siebie (np. jednostka Bochni, Pilzna), oraz 3) domniemaną strefę warstw miocenu leżącego pod Karpatami. W obrębie tej ostatniej może występować wschodnie przedłużenie strefy fałdów solnych, znanych od Wieliczki po Pilzno, zachodnie przedłużenie jednostki stebnickiej oraz na południu spokojnie leżące osady burdygału, helwetu, tortonu i sarmatu. Strefa ta może sięgać kilkadziesiąt kilometrów pod Karpaty.

Ostatnie ruchy nasuwające musiały odbyć się w okresie posarmackim. W obrębie zapadliska przedkarpackiego istnieje duża ilość uskoków odwróconych, wyraźnie zaznaczonych w strefie podłoża miocenu, które było znacznie sztywniejsze i odporniejsze od nadległych warstw tortonu i sarmatu na naciski wywołane masującymi się Karpatami.

Reasumując pogląd na historię geologiczną obszaru nazwanego zapadliskiem przedkarpackim można wnosić, że po sfałdowaniu warstw prekambryjskich nastąpiło osadzanie po stronie północnej tego obszaru warstw kambru, które zostały pod koniec tego okresu nasunięte na południe. Utwory ordowiku, a następnie syluru zostały nasunięte z północy na południe. Prawdopodobnie w okresie posylurskim nastąpiło przemieszczenie zachodniego bloku, nazywanego zapadliskiem przedkar-

packim wzdłuż linii dyslokacyjnej biegnącej przez Uhersko do płyty wschodnioeuropejskiej.

W okresie dewonu i karbonu nadal istnieje wyniesiona strefa zapadliska przedkarpackiego przy kolejnych transgresjach morza z NW i W na nasunięte jednostki z północy. Nasunięcie jednostek karbonu dolnego przebiegało wzdłuż kierunku WNW — ESE, zgodnie z kierunkami w Górach Świętokrzyskich. W okresie górnego karbonu nastąpiło przemieszczenie masywu czeskiego i sudeckiego na E powodując szereg dyslokacji o kierunku N — S i NE — SW.

Z okresem permu można by łączyć zmiany kierunku ruchów na kierunku NE — SW. Wtedy też powstaje zarys wału kujawsko-świętokrzysko-dobrużdzkiego.

Utwory triasu osadzały się w zachodniej części obszaru. W jurze zaznaczyło się (w doggerze) istnienie dwu synklin biegnących po obu stronach wału, a to po Lubaczów i Liplas. W okresie górnej jury prawdopodobnie cały obszar był zalany morzem.

W okresie górnej kredy nastąpiło pogłębienie synkliny miechowskiej wraz z osadzaniem warstw górnokredowych. W fazie lamamijskiej nastąpiło ponowne wyniesienie całego obszaru zapadliska przedkarpackiego.

W okresie miocenu, prawdopodobnie od burdygału i helwetu, utworzył się rów przedgórski, na który następnie prawdopodobnie zostały nasunięte Karpaty.

W okresie tortonu i sarmatu powstało przesunięcie ku północy obszaru obniżonego w wyniku tektoniki związanej z dalszym nasuwaniem Karpat. Po ostatecznym nasunięciu Karpat, w okresie posarmackim, obraz zapadliska przedkarpackiego przedstawia się w obecnej formie.

Oddział Karpacki
Instytutu Geologicznego
Kraków, ul. Grzegorzewska 81
Nadesłano dnia 12 grudnia 1964 r.

PIŚMIENNICTWO

- CZARNOCKI J. (1957) — Tektonika Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 18, cz. 2, z. 3. Warszawa.
- CZARNOCKI S. (1932) — Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych wykonanych w ostatnim 20-leciu. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 33. Warszawa.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKI S. (1960) — Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Inst. Geol. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. (1953) — Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta geol. pol., 3, p. 325—440, nr 3. Warszawa.
- GŁOWACKI E., KARŃKOWSKI P., ŻAK CZ. (1963) — Prekambr i kambr w podłożu Przedgórze Karpat Środkowych i w Górach Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33, nr 1/3, p. 321—338. Kraków.
- GŁOWACKI E., JURKIEWICZ H. (1963) — Miocen typu stebnickiego w rejonie Ropczyc. Prz. geol., 11, p. 284, nr 6. Warszawa.
- GŁOWACKI E., JURKIEWICZ H., KARŃKOWSKI P. (1958) — Występowanie karbonu w otworze Bratkowice. Prz. geol., 6, p. 437—442, nr 10, Warszawa.

- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E. (1961) — O budowie geologicznej utworów podmiocenijskich przedgórzia Karpat środkowych. *Kwart. geol.*, **5**, p. 372—418, nr 2. Warszawa.
- KISŁOW A. (1951) — Południowo-zachodnia krawędź platformy wschodnioeuropejskiej między Morzem Bałtyckim a Karpatami. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **19**, p. 479—482, nr 4. Kraków.
- KONIOR K. (1938) — Zarys budowy geologicznej brzozy karpackiego w obrębie ark. Biała-Bielsko. *Pr. geol. śląs.*, **5**, p. 1—76. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1932) — Budowa geologiczna brzożnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **8**, p. 49—91, nr 1. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1952) — Zarys geologii Polski. PWN. Warszawa.
- ŁYDKA K., SIEDLECKI S. (1963) — On Algonkian Deposits in the Environs of Cracov. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, **11**, nr 2, p. 75—81. Kraków.
- ŁYDKA K., SIEDLECKI S., TOMCZYK H. (1963) — On the Middle Ludlovian conglomerates in the Cracov. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, **11**, nr 2, p. 93—98. Kraków.
- MORYC A. (1961) — Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, nr 1, p. 45—76. Kraków.
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geol. i Etnogr. w Polsce. Kraków.
- NOWAK J., ZERNI J. (1935) — Tektonika wschodniego krańca Polskiego Zagłębia Węglowego. *Spraw. PAU*, nr 10, p. 346. Kraków.
- OBUCHOWICZ Z. (1963) — Budowa geologiczna Przedgórzia Karpat środkowych. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, cz. IV, p. 321—353. Warszawa.
- OBUCHOWICZ Z., TOKARSKI A., WDOIARZ S. (1958) — Struktura Lubaczowa. *Nafta*, **14**, nr 4, p. 89—97. Katowice.
- POŻARYSKI W. (1957) — Południowo-zachodnia krawędź Fenosarmacji. *Kwart. geol.*, **1**, p. 383—420, nr 3—4. Warszawa.
- ROTH Z. (1961) — Structure and Geological Position of Morawo-Silesian Beskyds. *Geol. Prace. Bratislava*.
- RUTKOWSKI F. (1927) — O budowie paleozoicznego grzbiętu dębnickiego. *Sprawozd. Państw. Inst. Geol.*, **4**, p. 582—700, nr 5—4. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1955) — O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce. *Prz. geol.*, **3**, p. 588, nr 12. Warszawa.
- SCHEFFER V. (1952) — Angaben zur Regionalen Geophysik der Karpatenbecken. *Geol. Közlem. Budapest*.
- SIEDLECKI S. (1954) — Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, **73**. Warszawa.
- SKORUPA J. (1959) — Morfologia podłoża magnetycznie czynnego i podłoża krystalicznego w pn.-wsch. Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **160**. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J. (1959) — Projekt mapy tektonicznej Polski jako część mapy tektonicznej Europy. *Kwart. geol.*, **3**, p. 1—22, nr 1. Warszawa.
- STILLE H. (1953) — Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Hannover.
- ŚWIDERSKI B. (1952) — Z zagadnień tektoniki Karpat północnych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **8**. Warszawa.
- TEISSEYRE W. (1921 a) — Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. *Kosmos*, **46**, p. 242—474. Lwów.

- TEISSEYRE W. (1921 b) — O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. Sprawozd. Państw. Inst. Geol., 1, p. 103—121, nr 2. Warszawa.
- TIETZE E. (1888) — Die geognostische Verhältnisse der Gegend von Krakau. Geol. Jb., 37. Wien.
- TOKARSKI A. (1958) — O typach struktur wału metakarpackiego. Kwart. geol., 2, p. 807—823, nr 4. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1962) — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Pr. Inst. Geol., 35. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1963) — Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33, nr 1/3, p. 289—320. Kraków.
- TOMCZYK H., TOMCZYK H. (1962) — Sylur w Górach Świętokrzyskich. Przew. XXXV Zjazdu Pol. Tow. Geol. Warszawa.
- TOŁWIŃSKI K. (1956) — Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów. Acta geol. pol., 6, p. 75—226, nr 2. Warszawa.
- WDOWIARZ J. (1951) — Geologia Karpat i Przedgórze okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa. Państw. Inst. Geol. W: Księga pamiątkowa ku czci prof. K. Bohdanowicza, p. 257—295. Warszawa.
- ZUBER R. (1902) — Neue Karpathenstudien. Jb. Geol. Anst., 52, p. 245—258. Wien.
- ŻAK CZ. (1962) — Szkic tektoniczny paleozoiku świętokrzyskiego. Przew. XXV Zjazdu Pol. Tow. Geol. Warszawa.
- ŻAKOWA H. (1963) — Nowe dane o dolnym karbonie w podłożu Przedgórze Karpat. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33, nr 1/3, p. 281—288. Kraków.
- БРОГ И. Й. (1949) — О принципах выделения и оценки известных и возможных зон нефтенакопления на территории УССР. Изд. Акад. Наук. УССР. Киёв.
- ВЯЛОВ О. С. (1955) — О геологии фундаментов Предкарпатского передового прогиба. Учен. Записки Львов. Унив., 35, сер. геол., вып. 8. Львов.
- ВЯЛОВ О. С. (1960) — Краткий очерк тектоники Восточных Советских Карпат. Матер. к Карпатно-Балк. Асоц., Изд. Акад. Наук УССР. Киёв.
- ГОФШТЕЙН Й. Д. (1957) — К вопросу о каледонском обрамлении Русской платформы. Изд. Акад. Наук. УССР, сер. геол., № 5, стр. 64—68. Москва.
- ГЛУШКО В. В. (1959) — Основные черты украинской и румынской тектоники Карпат и Предкарпатия. Сбор. Вопр. поиск. разь. и доб. Гос. Науч. Тех. Изд. Нефт. и Горно-Топл. Лит. Киёв.
- ГЛУШКО В. В., САНДЛЕР Я. М. (1959) — Перспективы нефтеносности западных областей УССР. В: Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). 3. Ленинград.
- ГЛУШКО В. В., КЛИТОЧЕНКО И. Ф., ЛАПКИН И., ЧУРВИНСКАЯ М. В. (1959) — Тектоническая схема Украины. Изд. Акад. Наук. УССР. Киёв.
- ЛЕЩИНСКИЙ А. А. (1960) — Стрыйская опорная скважина. В: Опорные скважины СССР. Гос. Науч.-Техн. Изд. Нефт. и Горно-Топл. Лит. Ленинград.
- ЛАДЫЖАНСКИЙ Н. Р., АНТИПОВ В. И. (1961) — Геологическое строение и газонефтеносность Советского Предкарпатия. Гостоптехиздат. Москва.

- МУРАТОВ М. В., МАСЛЯНКОВА Н. С. (1952) — Основные этапы геологической истории Восточных Карпат. Бюл. Моск. Общч. Инст. Природы, отд. Геол., 27. Москва.
- ПРЕДА Д. М. (1960) — Тектоническое положение герцинско-киммерийского орогена северной Добруджи в региональных геолого-структурных границах. Матер. к Карпато-Балк. Асс., Изд. Акад. Наук УССР. Киев.
- САНДЛЕР И. М. (1960) — Рава Русская опорная скважина. В: Опорные скважины СССР. Гос. Наук.-Техн. Изд. Нефт. и Горно-Топл. Лит. Ленинград.
- САНДЛЕР И. М., ГЛУШКО В. В. (1955) — Складчатый силур в северо-западной части Львовской области. Докл. Акад. Наук СССР. Москва.
- ШАТЦКИЙ Н. С. (1946) — Основные черты строения и развития Восточно-европейской платформы. Изд. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 1. Москва.

Збигнев ОБУХОВИЧ

ПОПЫТКА ВЫЯСНИТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА В ПРЕДЕЛАХ ПОЛЬШИ

Резюме

Территория Предкарпатского прогиба проходила весьма сложную геологическую историю. После собрания в складки отложений докембрия в асинтийскую фазу происходит поднятие района. Отложения кембрия образовались в северной части района, а после этого были собраны в складки с простиранием СЗЗ-ЮВВ. Ордовикских и силурийский период характеризуются перерывами в осадконакоплении и резкими надвигами. Девонские отложения в фации красного песчаника, а в западной части в фации морских песчаников, залегают на различных более древних толщах. После девона имеют место складкообразовательные движения бретонской фазы. На северо-западе и севере на складчатых породах девона залегают турнейские отложения. Визейские отложения были сильно дислоцированы во время судетской фазы. Эти породы проявляют наличие единиц с простиранием аналогичным простиранию складок Свентокшиских гор. В верхнекаменноугольное время давление вызванное перемещением Чешского и Судетского массивов привели к тектоническим нарушениям с направлением С-Ю или СВ-ЮЗ. По всей вероятности на границе карбона и перми происходит изменение направления складкообразования. Во время триаса, а также средней и верхней юры происходит стабилизация направления Свентокшиско-Добруджского вала. Во время верхнего мела трансгрессии наступающие вдоль меховской бухты и люблинской низменности подчеркивают структуру вала. Последняя миоценовая, по всей вероятности бурдигальская и гельветская, трансгрессия занимает предгорную впадину, которая в настоящее время была перекрыта надвинутыми Карпатами. Отложения тортона и сармата, накопившиеся в смещенном к северу Предкарпатском прогибе были собраны в складки вдоль борта Карпат.

Zbigniew OBUCHOWICZ

**AN ATTEMPT AT ESTABLISHING THE STRUCTURE OF THE
CARPATHIAN FORE-DEEP WITHIN THE AREA OF POLAND****S u m m a r y**

The area of the Carpathian fore-deep has a highly complex geological history. After the folding process having taken place at the Precambrian time, in the Assynthian phase, the area was elevated. The sedimentation of the Cambrian deposits was on the northern side of the area, and then the deposits were folded, and the folds directed towards WNW—ESE. Both Ordovician and Silurian periods are characterized by several sedimentary breaks and by distinct overfolds. The Devonian deposits developed in the Old Red facies, and within the westerly part — in a marine sandstone facies, were laid down on various older members. Later on, the Devonian was followed by the organic movements of the Bretonian phase. The folded Devonian formations were overlain from NW and N by the Tournaisian deposits at the time of the Sudetic phase. The Visean deposits were subject to a strong disturbance. At present, several units may be distinguished, running in a similar direction as the folds of the Święty Krzyż Mts. At the Upper Carboniferous time, the stress caused by the displacement of both the Moravian and the Sudetic massifs, was responsible for the tectonic movements resulting in dislocations of a NS or NE — SW direction. Most probably, at the decline of the Carboniferous and at the beginning of the Permian times, a change in the directions of foldings took place. During the Triassic and the Middle and Upper Jurassic times, the direction of the Święty Krzyż — Dobrudja swell became stable. At the Upper Cretaceous period the transgression approaching along the Miechów trough and the Lublin lowland embossed the swell. The last Miocene transgression probably that of the Burdigalian and Helvetian, had filled up the fore-deep that, later on, was covered by the overfolded Carpathians. The Tortonian and Sarmatian deposits laid down within the northerly displaced fore-deep were then folded along the margin of the Carpathians.