

Konrad KONIOR

O budowie paleozoicznego podłoża w brzeźnej części Karpat obszaru Cieszyn – Andrychów

W miarę rozwoju badań prowadzonych od wielu lat nad budową brzegu karpackiego między Cieszynem a Andrychowem oraz na podstawie wyników wierceń coraz wyraźniej uwydatniają się ściśle związki i wzajemne współzależności między poszczególnymi elementami budowy geologicznej tego obszaru. Współzależności te obejmują wszystkie wydzielone jednostki geologiczne począwszy od najniższej, którą stanowi paleozoiczne podłoże. Podłoże to, poza lokalnie zachowanymi resztkami kredowo-eoceńskiego fliszu zewnętrznego, przykryte jest utworami miocenu autochtonicznego, w których spągu występuje zwykle zmiennej miąższości seria zlepieńców. Na autochtoniczny miocen nasunięte są z południa brzeźne jednostki fliszowe. Liczne głębokie wiercenia umożliwiły zorientowanie się w przestrzennym rozmieszczeniu i wzajemnym ustosunkowaniu poszczególnych jednostek geologicznych brzegu karpackiego i przyległej części przedgórze. Wykazały one zarazem, że brzeg Karpat uformowany został pod wpływem warunków stworzonych przez konfigurację powierzchni starego podłoża i odmłodzonych podczas miocenu hercyńskich założeń tektonicznych.

Na obecny układ przestrzenny, czyli budowę geologiczną omawianego obszaru, złożyły się jego dzieje w ciągu ostatnich dwustu milionów lat, od końca karbonu do pliocenu, nie mówiąc już o tym, że i dawniejsze zdarzenia, które formowały podłoże dolnopaleozoiczne i metamorficzne wywarły pośredni wpływ na późniejsze losy geologiczne obszaru.

Z końcem karbonu po fazie fałdowań asturyjskich, które ostatecznie uformowały śląską część górotworu hercyńskiego, rozpoczął się dla podłoża omawianego obszaru, stanowiącego południowe obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, długotrwały okres działania czynników denudacyjnych w warunkach zmian klimatycznych, jakie miały miejsce na przestrzeni od permu do miocenu. Ślady tego okresu w postaci czerwono-brunatnawej, różnej grubości strefy wietrzeniowej widoczne są w materiale wiertniczym ze stropu karbonu wielu wierceń. Podczas wspomnianego okresu działania czynników egzogenicznych tylko gdzieniegdzie w górnej części kredy i w eocenie wdarło się morze fliszowe, składając swe osady na podłożu karbońskim. Był to stosunkowo krótki epizod,

wskazujący jednak na bliskie już ukończenie przygotowania obszaru do poważniejszej i na większą skalę transgresji morskiej. Nastąpiła ona w miocenie i przebiegała w warunkach formowania się na południu Karpat fliszowych. Osady miocenijskie powstawały więc w warunkach, które najlepiej charakteryzuje określenie sedimentacji syntektonicznej. Transgresja miocenijska objęła północną część paleozoicznego podłoża omawianego obszaru, pozostawiając nie zalaną i odsłoniętą, bardziej wyniesioną wówczas, starszą dolnokarbońsko-dewońską część południową. W czasie górnego tortoniu, względnie już po tortonie nastąpiło końcowe nasunięcie się brzeźnych jednostek fliszowych na utwory autochtonicznego miocenu. Na omawianym obszarze nasunięcie to wynosi 10-17 km (K. Konior, 1959, 1960).

Mimo szeregu głębokich wierceń, wykonanych w różnych okresach czasu w obrębie omawianego obszaru, dotychczasowa znajomość budowy geologicznej jego podłoża jest bardzo niewystarczająca. Świadczy o tym wymownie fakt, że powstała w wyniku wieloletnich badań „Mapa Geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego” S. Doktorowicz-Hrebniwickiego (1959), sięgając na południu po równoleżnik Strumień — Wilamowskiego podłoża, położonej dalej na południu. Obecnie strefy karbońskie może być fakt, że wiercenia w tej strefie, wykonywane przeważnie pod kątem interesów węglowych, sytuowano poza zasięgiem nasuniętych jednostek fliszowych, przeważnie w północnej części omawianego obszaru. Głębokość tych wierceń nie przekraczała zwykle granicy, do której możliwa jest eksploatacja pokładów węgla. W ten sposób rzadko sięgano nieco głębiej w warstwy brzeźne, nie mówiąc już o niższych oddziałach karbonu. Obawiano się wielkiej miąższości warstw brzeźnych, ocenianej na 1760-3000 m (K. Bohdanowicz, 1952). Tymczasem w 1953 r. opracowując projekt dla wiercenia w Puńcowie, na podstawie skąpych zresztą przesłanek, doszedłem do wniosku, że ku południowi, w kierunku brzegu Zagłębia, zmniejszać się winna wydatnie, bo do 1000 m, miąższość warstw brzeźnych. Ponieważ podczas wiercenia w Puńcowie potwierdziło się całkowicie to przypuszczenie, możliwe było nie tylko osiągnięcie dewonowej podstawy. Wiercenie w Puńcowie jest jednym z całego szeregu otworów wykonanych na omawianym obszarze przez przemysł naftowy, które dostarczyły w sumie bardzo cennych wiadomości na temat głębokości występowania podłoża i wieku napotkanych warstw karbonu. Niemniej z powodu dość rzadkiej sieci wierceń brak było do niedawna jakichkolwiek bliższych i bezpośrednich danych na temat ukształtowania powierzchni i budowy geologicznej podłoża brzeźnej części Karpat między Ciemnym a Andrychowem, a na obszarze między Bielskiem a Andrychowem brak było w ogóle jakiegokolwiek wierceń. Ponieważ dawne wiercenia w Starej Wsi, Wilamowicach, Nowej Wsi i Witkowicach nie osiągnęły podłoża, sądzić można było, że występuje ono na tym obszarze bardzo głęboko.

Wyrazem tego rodzaju poglądów były opublikowane mapy powierzchni karbonu A. Stahla (1931) i J. Jüttnera (1942). Na mapach tych zwraca uwagę wydatne, pogłębiające się ku południowemu wschodowi obniżenie powierzchni karbonu poniżej —1000 m i brak, prawdopodobnie wskutek

całkowitego braku danych, jakiegokolwiek interpretacji na obszarze na wschód od Bielska. Od wspomnianych map powierzchni karbonu różni się wyraźnie mapa T. Kucińskiego i F. Mitury opublikowana w 1958 r. Przy opracowywaniu tej mapy autorzy wykorzystali dane z nowych wierceń, oraz wyniki badań geofizycznych wykonanych doraźnie w północnej części obszaru, dzięki czemu mogli skorygować obraz powierzchni karbonu przedstawiony na mapach A. Stahla (1931) i J. Jüttnera (1942).

Dawniejsze opracowania przyjmowały wyłącznie erozyjny charakter powierzchni karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. T. Kuciński i F. Mitura (1958) po raz pierwszy stwierdzili wpływ tektoniki na ukształtowanie powierzchni karbonu, czyli jej erozyjno-tektoniczny charakter. Wyróżniane na mapach A. Stahla (1931) i J. Jüttnera (1942) obniżenie podłoża w rejonie Skoczowa zaznaczone jest również wyraźnie, i z tym samym ogólnym kierunkiem na mapie T. Kucińskiego i F. Mitury (1958). Na wschód od Jasienicy brak danych uniemożliwił jakąkolwiek interpretację. Ukształtowanie powierzchni podłoża i jego ogólna budowa geologiczna na obszarze Bielsko — Andrychów, a nawet Skoczów — Andrychów pozostawało do tej pory zupełnie nieznanne. Lukę tę wypełniają dopiero ostatnio przeprowadzone badania geofizyczne i wyniki wierceń.

Na obszarze między Skoczowem a Andrychowem Zakład Geofizyki przemysłu naftowego wykonał szereg podłużnych i poprzecznych profili sejsmicznych, które umożliwiają po raz pierwszy zorientowanie się w ukształtowaniu powierzchni podłoża i w jego budowie. Dane geofizyczne zostały w ostatnich miesiącach uzupełnione i skorygowane przez wyniki niektórych wierceń. W rejonie Cieszyn — Jastrzębie Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych z Warszawy wykonało w 1960 r. kilka głębokościowych przekrojów sejsmicznych (refleksyjnych), kilka przekrojów refrakcyjnych. Ponadto przemysł naftowy ukończył w bieżącym roku wiercenie otworu Ustroń 1, który jest pierwszym głębszym otworem wiertniczym, wysuniętym tak daleko na południe. Otwór ten dostarczył niezmiernie ciekawych i ważnych materiałów dla poznania podłoża paleozoicznego w tym rejonie i jego budowy. Dane z tego otworu uzupełniają i wypełniają profil podłoża, uzyskany podczas wiercenia Puńców 1 (K. Konior, A. Tokarski, 1959).

Geologiczna wartość materiałów geofizycznych jest bardzo niejednolita. Profile refleksyjne na obszarze Skoczów — Andrychów wykonała Grupa Sejsmiczna Nr 1 Zakładu Geofizyki Państwowego Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych, natomiast graficznie opracował i zestawił te profile J. Romański. Na profilach tych wydzielono następujące elementy: a) poziomy przewodnie, b) refleksy wagi III, c) refleksy wagi II, d) refleksy wagi I, oraz e) refleksy wagi 0,5. Wszystkie profile wykonano według krzywej z otworu Hłownica. Ponieważ otwór ten położony jest na północno-zachodnim krańcu badanego obszaru, zrozumiałe jest zmniejszanie się w kierunku wschodnim, w miarę postępującego oddalenia, dokładności uzyskanych wyników i jakości refleksów. Ponadto trudności interpretacyjnych przysparzają upady warstw podłoża, podnoszące się ku południowi w stosunku do upadów przeważających w nadkładzie mioceńsko-fliszowym. W tych warunkach nie jest całkowicie pewne poprowa-

dzenie granicy nawet między tak ze sobą kontrastującymi sejsmicznie seriami, jak utwory miocenijskie i warstwy paleozoiczne podłoża. Stwierdzono to ostatnio na podstawie wyników wierceń Bielsko 1, Bielsko 2 i Kęty 1. Podobnie i granica między warstwami brzeźnymi karbonu a wapieniem węglowym nie zaznacza się na profilach sejsmicznych. Granica między nasuniętymi utworami fliszowymi brzegu Karpat a podścielającym je mioceniem autochtonicznym występuje tylko miejscami, podkreślona słabymi refleksami wagi I, względnie nawet 0,5.

Z powyższych uwag wynika, że uzyskane profile sejsmiczne nie dają całkowitej pewności interpretacji geologicznej. Najwyraźniej zdają się tu zaznaczać strefy dyslokacyjne, ponadto zaś uzyskane refleksy wskazują upady warstw, co w dużym stopniu wyjaśnia charakter tektoniki podłoża. Dlatego też przy dokładnej znajomości stosunków geologicznych omawianego obszaru i odpowiednim wyciągnięciu wniosków z wyników wierceń możliwe jest określenie, jakie warstwy mogą występować w danym profilu sejsmicznym i jaki może być ich wzajemny stosunek. Na tych podstawach opracowane zostały przekroje geologiczne (fig. 2). Dzięki przeprowadzonym badaniom sejsmicznym, mimo trudności interpretacyjnych, zarysowało się dość wyraźnie ukształtowanie i tektonika paleozoicznego podłoża w zupełnie do tej pory nieznanej strefie, tj. między Skoczowem a Andrychowem.

Badania sejsmiczne refleksyjne i refrakcyjne w okolicy Cieszyna i Jastrzębia wykonane zostały w 1960 r. przez IV Zespół Sejsmiczny Przedsiębiorstwa Poszukiwań Geofizycznych w Warszawie, a wyniki zestawione przez A. Pepela. Niestety refleksy uzyskane na czterech przekrojach refleksyjnych nie dają żadnych podstaw do interpretacji geologicznej charakterystycznego grzbietu cieszyńskiego. Natomiast na przekrojach refrakcyjnych zaznaczają się strefy uskokowe, umożliwiające powiązanie z takimiż strefami nakreślonymi na podstawie profili sejsmicznych w rejonie Skoczów — Andrychów. Profile refrakcyjne z rejonu Cieszyn — Jastrzębie mają ważną zaletę, gdyż umieszczone są na nich prędkości przewodzenia fal sejsmicznych dla warstw podłoża występujących na danym odcinku profilu. Według E. W. Janczewskiego (1955) prędkości te wynoszą: dla warstw miocenijskich 2000÷2500 m/sek (wyjątkowo osiągają 3100 m/sek), dla karbonu górnego 2900÷3600 m/sek, przy czym w piaskowcach karbońskich — 3000 m/sek, w łupkach piaszczystych karbonu — 3700÷4200 m/sek, a w ilułowkach karbońskich — 3900÷4400 m/sek. Dane te wskazują dokładnie, że utwory podłoża karbońskiego odcinają się wyraźnie od spoczywających na nich warstw miocenijskich. Prędkości przewodzenia fal sejsmicznych w wapieniach paleozoicznych są znacznie większe — 5300÷6600 m/sek (E. W. Janczewski, 1955). Na podstawie danych E. W. Janczewskiego, dotyczących prędkości przewodzenia fal sejsmicznych w utworach podłoża omawianego obszaru, można wyciągnąć wnioski co do prędkości profili refrakcyjnych w rejonie Cieszyn — Jastrzębie. W profilu Jastrzębia prędkości przewodzenia fal sejsmicznych są następujące: w łupkach karbońskich — 4200 m/sek, w piaskowcach natomiast 3300 m/sek (prędkości dla piaskowców odnoszą się tu prawdopodobnie do warstw siodłowych). Na profilach rejonu Mszana — Wilchwa prędkości fal wynoszą 3500÷4900 m/sek, co odnosi się zapewne do łupkowej serii warstw brzeźnych.

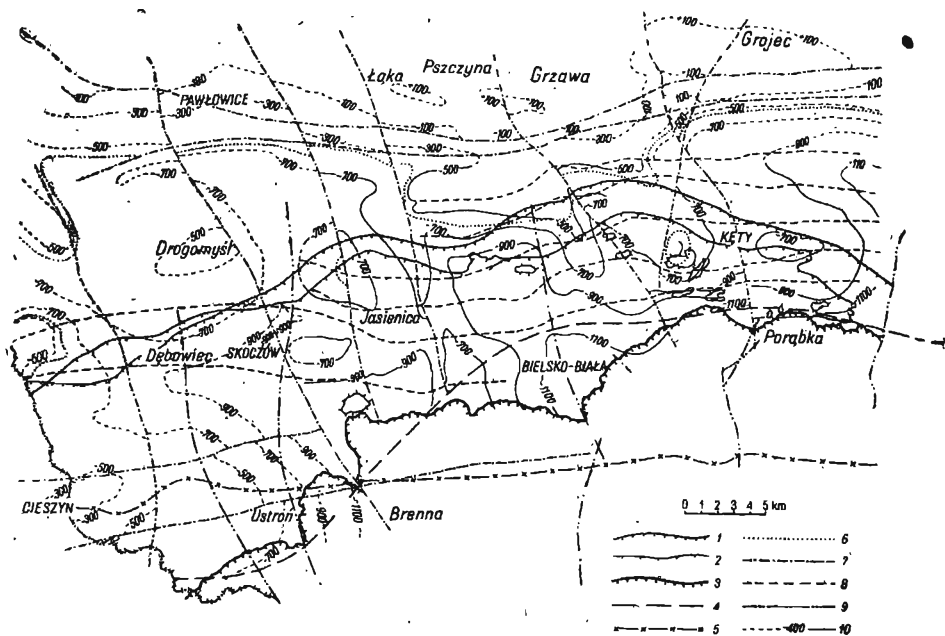


Fig. 1. Mapa powierzchni paleozoicznego podłoża na obszarze Cieszyn — Andrychów

Map of the Palaeozoic substratum surface in the Cieszyn — Andrychów area

1 — północna granica zasięgu płaszczowiny podśląskiej wraz z mioceniem parautochtonicznym; 2 — północna granica zasięgu płaszczowiny cieszynskiej; 3 — północna granica zasięgu płaszczowiny godulskiej; 4 — prawdopodobna granica między warstwami brzeżnymi a węglanową serią dolnokarbońsko-dewońską; 5 — prawdopodobna granica południowego zasięgu miocenu autochtonicznego; 6 — granica północnego zasięgu złepieńców spągowych miocenu; 7 — uskoki hercyńskie; 8 — uskoki hercyńskie odmłodzone podczas fałdowań karpackich; 9 — uskoki karpackie; 10 — izobaty powierzchni podłoża (liniami przerywanymi oznaczono izobaty nakreślone na podstawie wyników wierceń i danych geologicznych, liniami ciągłymi izobaty na podstawie profili sejsmicznych)

1 — northern boundary of extent of the Subsilesian nappe including the parautochthonous Miocene; 2 — northern boundary of extent of the Cieszyn nappe; 3 — northern boundary of extent of the Godula nappe; 4 — probable boundary between marginal beds and Lower Carboniferous-Devonian carbonate series; 5 — probable boundary of the southern extent of the autochthonous Miocene; 6 — boundary of the northern extent of the Miocene basal conglomerates; 7 — Hercynian faults; 8 — Hercynian faults rejuvenated during the Carpathian foldings; 9 — Carpathian faults; 10 — isobaths of the substratum surface (dashed lines indicate the isobaths plotted on the basis of drilling results and geological data, full lines indicate the isobaths plotted on the basis of seismic profiles)

Profile z rejonu Cieszyna przypuszczalnie dla tych samych warstw wskazują 4100 ± 4700 m/sek. W jednym z tych profilów, na głębokości $1700 \div 1800$ m, zaznacza się drugi, głębszy horyzont wydatnie podwyższonej (5700 m/sek) prędkości przewodzenia fal sejsmicznych. Horyzont ten może zaznaczać strefę występowania, pod warstwami brzeżnymi karbonu, dolnokarbońskich wapieni węglowych lub wapieni dewońskich.

Dodatkowe uzyskanie materiałów geofizycznych z rejonu Cieszyna zachęciło mnie do zestawienia całokształtu nowych danych na temat ukształtowania i budowy podłoża. W ten sposób obszar Skoczów — Andrychów, pokryty obecnie dość gęstą siatką profili sejsmicznych wy-

konanych przez przemysł naftowy, rozszerzony został aż do Cieszyna. Dane geofizyczne dla rejonu Cieszyn — Skoczów są znacznie skromniejsze, niemniej uzupełniają one w pewnym stopniu dane dla rejonu Skoczów — Andrychów. Załączona mapa powierzchni podłoża (fig. 1) z naniesionymi elementami tektoniki obejmuje trzy strefy, a mianowicie: 1) wschodnią — między Skoczowem a Andrychowem, opracowaną w oparciu o materiały sejsmiczne szczegółowych badań przemysłu naftowego, na której izobaty powierzchni podłoża nakreślone są linią ciągłą, 2) cały północny rejon między Pawłowicami a Polanką Wielką, dla którego powierzchnia podłoża i ważniejsze linie tektoniczne nakreślone zostały zasadniczo tylko na podstawie wyników wierceń, oraz 3) zachodnią między Cieszynem a Skoczowem, opracowaną na podstawie wyników wierceń i z wykorzystaniem niektórych danych wykonanych prac sejsmicznych, a zwłaszcza odnośnie do przebiegu uskoków. Izobaty powierzchni podłoża dla części północnej i zachodniej omawianego obszaru są dla odróżnienia nakreślone linią przerywaną.

Odtworzona w podany wyżej sposób powierzchnia paleozoicznego podłoża wykazuje wielkie zróżnicowanie. Świadczy o tym wymownie choćby porównawcze zestawienie wysokości największego wzniesienia, na której stwierdzono występowanie warstw podłoża w omawianym obszarze, z największymi obniżeniami odtworzonymi na podstawie profilów sejsmicznych. Niewątpliwie najwyższy punkt występowania podłoża znajduje się w Grojcu na północ od Kęt, gdzie piaskowce karbońskie występują na powierzchni (K. Konior, 1938). Sięgają one tam do wysokości +260 m. Największe obniżenia tej powierzchni do poziomu —1000 m, a nawet —1150 m występują w najbardziej południowej części omawianego obszaru. Różnica między podanymi granicznymi wartościami wynosi aż 1410 m.

Jeśli weźmie się pod uwagę fakt, że podczas powstawania zlepieńców spągowych miocenu (K. Konior, 1962), złożonych przeważnie na podłożu paleozoicznym, powierzchnia tego podłoża na obszarze tworzenia się zlepieńców była w dużej mierze wyrównana i położona w pobliżu poziomu morza, obserwowane obecnie wielkie deniwelacje muszą być dziełem przede wszystkim tektoniki, a dopiero w drugiej kolejności intensywnej erozji i denudacji miocenijskiej. Denudacja ta spowodowała wydatne obniżenie położonego w północnej części omawianego obszaru równoleżnikowego grzbietu karbońskiego Ruptawa—Pawłowice—Łąka—Rudołtowie—Grzawa—Brzeszcze—Polanka Wielka, który w dużej mierze dostarczał materiału, zwłaszcza najgrubszego, powstającym na południu zlepieńcom spągowym miocenu, których północna granica zasięgu przebiega właśnie wzdłuż południowych zboczy wspomnianego grzbietu. Ponieważ grzbiet ten najwyższy jest w odcinku wschodnim między Grzawą a Polanką Wielką, przypuszczać można, że część ta dostarczała zlepieńcom spągowym miocenu stosunkowo skromnej ilości materiału, podczas gdy bardziej obniżona część zachodnia, między Ruptawą a Grzawą, brała wybitniejszy udział jako dostarczyciel materiału gruboklastycznego. Wyrażone przypuszczenie zdają się również potwierdzać stwierdzone do tej pory miąższości zlepieńców spągowych miocenu, największe w zachodniej części omawianego obszaru (K. Konior, 1962). Tektonika stworzyła więc warunki nie tylko dla starszej erozji i denu-

dacji podłoża w czasie od permu do końca oligocenu, lecz również, i to przede wszystkim, dla erozji i denudacji miocenijskiej. Dlatego w obecnym stadium występuje tak wielkie zróżnicowanie powierzchni podłoża. Zaznaczone na fig. 1 dyslokacje uskokowe stanowią tylko część uskokuw rozcinających paleozoiczne podłoże omawianego obszaru. Są to uskoki wyraźnie zaznaczające się tak w świetle przesłanek ściśle geologicznych, jak i profili sejsmicznych. W rzeczywistości, jak na to wskazują dokładnie stosunki w kopalniach węgla „Silesia“ i „Brzeszcze“, sieć uskokuw rozcinających warstwy karbońskiego podłoża, a zwłaszcza mniejszych, jest bardzo gęsta. Wykrycie ich możliwe jest wyłącznie w obrębie obszarów kopalnianych. Dlatego przy opracowaniach ogólniejszych uważam za bardziej celowe i uzasadnione wykreślać tylko te uskoki, dla których istnieją dostateczne argumenty.

Głównym ograniczającym od północy omawiany obszar, a bardzo wybitnym elementem ukształtowania podłoża jest równoleżnikowo przebiegający grzbiet Ruptawa—Pawłowice—Łąka—Rudołtówice—Grzawa—Brzeszcze—Polanka Wielka. Grzbiet ten sięga w najbardziej wyniesionych częściach na zachodzie (między Ruptawą a Łąką) do wysokości 0 m, w części środkowej (między Łąką a Grzawą) do wysokości +139 m, a w części wschodniej, najbardziej wyniesionej między Grzawą a Polanką Wielką, aż do +260 m. Rozcięty jest on przez szereg potężnych poprzecznych i podłużnych uskokuw hercyńskich, odmłodzonych w miocenie na szereg bloków.

Z tą najwyższą wyniesioną częścią podłoża wybitnie kontrastuje obniżone w stosunku do niej o 600 do 800 m część południowa. Charakteryzuje się ona wydatnymi wzniesieniami i obniżeniami o kierunkach wyznaczonych w dużej mierze przez dyslokacje uskokowe.

W zachodniej części omawianego obszaru występuje wyraźnie owalnego kształtu garb Zebrzydowic, wznoszący się do wysokości —356 m. Oś dłuższa tego garbu ma kierunek NW-SE. Północno-wschodnie zbocze garbu obcięte uskokiem przechodzi w rozległe, głębokie obniżenie Ruptawa—Golasowice—Chybie—Pierściec—Skoczów—Górki Wielkie—Brenna. Obniżenie to na przestrzeni Ruptawa—Chybie jest elementem oddzielającym zarazem obniżoną ogólnie część podłoża od wyniesionego grzbietu Ruptawa—Pawłowice—Łąka—Rudołtówice—Grzawa—Brzeszcze—Polanka Wielka. Garb Zebrzydowic wydzielili już, jakkolwiek w nieco odmiennej postaci, T. Kuciński i F. Mitura (1958).

Na południe od garbu Zebrzydowic występuje również wydatny, bo osiagający wysokość —339 m, ale mniej regularnie zarysowany garb Kaczyce Górnych, stanowiący izolowany częściowo, najbardziej wschodni odcinek rozległego, równoleżnikowego grzbietu Morawska Ostrawa—Karwina—Otrębów.

Oba garby oddziela obniżenie o kierunku NW-SE, —700 m głębokości. Jest to górna część obniżenia Kończyce Wielkie—Dębowiec—Skoczów, łączącego się pod Skoczowem ze wspomnianym już obniżeniem Ruptawa—Golasowice—Chybie—Pierściec—Skoczów—Górki Wielkie—Brenna. Część ta rozcięta południkowym uskokiem ma w okolicy Kostkowic odnogę w stronę Zamarsk i Kalembic, zaznaczoną przez izobaty —700 m i —600 m. Odnoga ta oddziela garb Kaczyce Górnych od znanego równoleżnikowego grzbietu cieszyńskiego, stanowiącego jakby zamknię-

cie od południa wspomnianego wyżej poprzecinanego uskoki systemu głębokich (od —709 m do —1050 m) obniżen.

Grzbiet cieszyński jest bardzo charakterystycznym wyniesieniem podłoża, na które zwróciło uwagę wielu badaczy (A. Stahl, 1931; H. Beck, G. Götzinger, 1932; J. Jüttner, 1942; A. Tokarski, 1954; T. Kuciński, F. Mitura, 1958; K. Konior, A. Tokarski, 1959). Na omawianym obszarze jest to jedna z niewielu jednostek ukształtowania podłoża, którą granica państwowa rozcina na dwie części. Większa część czechosłowacka jest bardziej wyniesiona niż część grzbietu po stronie polskiej. Niemniej w najwyższym dotychczas stwierdzonym punkcie grzbiet cieszyński wznosi się do wysokości —196 m. Dotychczasowe dane wskazują, że poprzeczny uskok rozdziela ten grzbiet na dwie części, połączone ze sobą obniżonym przewężeniem. Część zachodnia grzbietu w obrębie naszego obszaru państwowego jest wyższa, osiągając wspomniany już, a stwierdzony dotychczas punkt —196 m. Część wschodnia, rozciągająca się w kierunku Goleszowa, na wschód od przecinającego uskoku, jest w stosunku do poprzedniej obniżona, osiąga bowiem wysokość tylko —315 m. Ku wschodowi grzbiet cieszyński konsekwentnie się obniża w kierunku na Brenną, przechodząc we wspomniane już obniżenie przebiegające w południowym odcinku przez Skoczów, Górki Wielkie w kierunku na Brenną. Północne i południowe zbocze grzbietu cieszyńskiego rozcięte jest dwoma podłużnymi, prawie równoleżnikowymi uskoki, które obniżają części zewnętrzne grzbietu, pozostawiając podniesioną część środkową. W ten sposób grzbiet cieszyński tworzy rodzaj horstu. Ponadto przecinający go uskoki poprzeczny obniża część wschodnią, co znajduje również swój wyraz w konfiguracji grzbietu w rejonie Bazanowice—Goleszów. Według interpretacji przyjętej dla profilu wiercenia Puńców (K. Konior, A. Tokarski, 1959), głębokość —196 m, w której napotkano podłożę w otworze Cieszyn 1, nie określa najwyższego wzniesienia grzbietu cieszyńskiego w tym rejonie. Na profilu tym otwór Cieszyn 1 położony jest już na półogim, północnym zboczu grzbietu. W profilu poprzecznym grzbiet ten podnosi się ku południowi aż do wysokości —100 m, aby potem dość szybko obniżyć się do —325 m, co stwierdzono wierceniem Puńców 1. Sprawę tę, pozostającą w związku z zagadnieniem rozprzestrzenienia występowania warstw siodłowych, wyjaśnić mogłyby ostatecznie tylko odpowiednio usytuowane wiercenia. W każdym razie na fig. 1 podano interpretację ostrożniejszą, przyjmującą najwyższe wzniesienie grzbietu cieszyńskiego do wysokości tylko —196 m. Za interpretacją przyjętą na wspomnianym przekroju (K. Konior, A. Tokarski, 1959) przemawia pośrednio fakt napotkania w stropie zlepieńców spagowych miocenu, leżących wprost na podłożu, zgazowanej solanki. Jak wiadomo, w zachodniej, najsilniej wydźwigniętej części grzbietu cieszyńskiego (w Czechosłowacji) występuje ograniczone solanką złożę gazu ziemnego. W obniżonej już części grzbietu, stwierdzonej wierceniem Cieszyn 1, sam gaz już nie występuje, natomiast pojawia się jeszcze zgazowana solanka.

Centralne położenie w zachodniej części omawianego obszaru zajmuje podłużny grzbiet Drogomyśla. Oddzielony on jest od wszystkich opisanych wyżej jednostek obniżeniami i wznosi się do wysokości —401 m, a oś jego przebiega w kierunku WSW-ENE. Ku zachodowi grzbiet ten obniża się łagodnie, natomiast wschodnia jego część, poza przecinającym

uskokiem poprzecznym, jest stroma i łączy się szybko z południkowym odcinkiem wielkiego obniżenia Ruptawa—Golasowice—Chybie—Pierścieniec—Skoczów—Górki Wielkie—Brenna. Grzbiet Drogomyśla w pracy T. Kucińskiego i F. Mitury (1958) określony został jako „garb Drogomyśla“, zaznaczający się w postaci okrągłej wypukłości podłoża, przeciętej dwoma uskokami.

W mojej interpretacji jest to forma podłużna, dla której określenia bardziej odpowiednią jest nazwa grzbietu. Ponadto sądzę, że istnieją realne przesłanki dla nakreślenia tylko jednego uskoku przecinającego wschodnie zbocze.

Na wschód od Skoczowa rozpoczyna się obszar, na którym przeprowadzone zostały dokładniejsze badania sejsmiczne przez przemysł naftowy.

W obszarze tym najbardziej północną strefę tworzy środkowa część rozległego równoleżnikowego grzbietu Ruptawa—Pawłowice—Łąka—Rudołtowie—Grzawa—Brzeszcze—Polanka Wielka, osiągająca maksymalnie +139 m i jego część wschodnia, najbardziej wyniesiona, o maksymalnym wzniesieniu +260 m. Środkowa część tego grzbietu w rejonie Dziedzic rozszerza się wydatnie ku południowi, tworząc tzw. „nabrzmienną dziedzićkę“ (K. Konior, 1938). Wzdłuż południowego zbocza wspomnianego grzbietu przebiegają lekko faliście linie, prawie równoległe do siebie dwa wielkie uskoki, obniżające stopniowo odcięte części w stosunku do najbardziej północnej i najbardziej wyniesionej, tworzącej jakby trzon całej tej wielkiej jednostki ukształtowania podłoża. Obecność jakiegoś wielkiego uskoku, oddzielającego część południową obniżoną od mocno wyniesionej części północnej, przewidywał już na swej mapie S. Doktorowicz-Hrebniński (1959), prowadząc ten uskoki od Łazisk na zachodzie przez Pawłowice, Wisłę Małą, Dankowice na Malec. Przypuszczalny (według S. Doktorowicz-Hrebnińskiego, 1959) zrzut warstw po południowej stronie uskoku wynosić ma około 500 m. Według moich spostrzeżeń, w związku z wynikami nowszych wierceń, przyjmuję tu nie jeden, ale dwa uskoki przebiegające na dużym obszarze prawie równoległe. Pierwszy z nich — północny, to uskoki Gogołowa—Pawłowice—Wisła Wielka—Renardowice—Kaniów—Przecieszyn—Polanka Wielka, który powoduje kilkusetmetrowy zrzut warstw karbońskich, został stwierdzony na południe od kopalni „Silesia“ na terenie Dziedzic, na południe od kopalni „Brzeszcze“ na terenie Jawiszowic (S. Czarnocki, 1935) na podstawie najnowszych wierceń. Uskok ten jest przykładem odmłodzonego w miocenie starego uskoku hercyńskiego, ponieważ zrzucając około 700 m w dół (S. Czarnocki, 1935) produktywnie warstwy karbońskiego podłoża, powoduje również, co prawda znacznie mniejsze, lecz w każdym razie osiągające 100 m obniżenie spoczywających na nich warstw miocenkich. Drugim uskokiem przecinającym południowe zbocze równoleżnikowego grzbietu Ruptawa—Pawłowice—Łąka—Rudołtowie—Grzawa—Brzeszcze—Polanka Wielka jest przebiegający prawie równoległe do poprzedniego uskoki Ruptawa—Zbytków—Zarzecze—Zabrzeg—Dziadowizna—Podlesie Wilamowskie—Osiek—Dalachowice. Uskok ten rozpoczyna się prawdopodobnie w okolicy Ruptawy, powodując wzdłuż swego przebiegu ku wschodowi stopniowo na ogół wzrastający zrzut warstw po swej południowej stronie. Największą wartość zrzutu warstw

karbońskich wraz z nadkładem miocenijskim obserwuje się w odcinku Brzeszcze—Polanka Wielka. Wspomniany uskok załamuje wyraźnie konfigurację południowego zbocza wielkiego równoleżnikowego grzbietu północnej strefy omawianego obszaru. Uskok ten, podobnie jak i poprzednio omówiony, uważam za odmłodzony uskok hercyński.

Omówione krótko dwa równoleżnikowe uskoki ukształtowały strefę przejściową między wydatnie podniesionym rejonem północnym a obniżonym obszarem południowym, charakteryzującym się bardzo urozmaiconym ukształtowaniem podłoża. Na obszarze tym wydzielono, na podstawie profili sejsmicznych i wierceń, szereg wzniesień i obniżeń.

W rejonie Iłownicy obserwuje się rozcięty i zdeformowany przez poprzeczny uskok „garb Iłownicy“, wznoszący się do —550 m. Garb ten oddzielony jest od bardzo charakterystycznego „garbu Bielowicka“, leżącego na SWS (jego najwyższy punkt —572 m), równoleżnikowym obniżeniem łączącym się z wielką i długą formą wgłębioną Ruptawa—Golasowice—Chybie—Pierściec—Skoczów—Górki Wielkie—Brenna. Na południe od „garbu Bielowicka“ powierzchnia podłoża opada konsekwentnie do —1050 m, tworząc między Górkami Wielkimi a Jaworzmem północno-wschodni odcinek większej formy wgłębionej Skoczów—Górki Wielkie—Brenna, rozcięty uskokami.

Na terenie Rudzicy w kierunku NWN przebiega obrysowane izobata —750 m płaskie obniżenie oddzielające garb Iłowicy od wąskiego, przeciętego poprzecznym uskokiem długiego i wąskiego grzbietu Bronów—Międzyrzecze—Jasienica. Grzbiet ten o kierunku NWN-SES w szczytowej partii osiąga wysokość —600 m. W NWN części wykazuje powiązanie z zachodnią odnogą „nabrzmienia dziedzickiego“ natomiast w kierunku wschodnim opada stopniowo aż do głębokości —1050 m, związanej z położonym na południe od „nabrzmienia dziedzickiego“ rozległym obniżeniem o kierunku NW-SE Międzyrzecze—Bielsko—Straconka. Obniżenie to pogłębia się ku południowemu-wschodowi.

Na tle ogólnej tendencji do obniżania się podłoża ku południowi bardzo kontrastowo występuje przecięty uskokiem w zachodniej i obniżonej swej części, a zdający się podnosić ku południowi „grzbiet Wapienicy Górnej“ o kierunku NWN-SES, wznoszący się do wysokości —650 m. Wystąpienie grzbietu jest zjawiskiem zupełnie niespodziewanym w panujących na tym odcinku warunkach geologicznych. Dlatego też istnienie jego należałoby sprawdzić jeszcze wierceniem.

„Nabrzmienie dziedzickie“ znane od 1938 r. (K. Konior, 1938) bardzo szczegółowo wzbogacają obecne nowe wyniki zarówno wierceń, jak i badań geofizycznych. Okazało się bowiem, dzięki wierceniu Bielsko 2, że nabrzmienie to przedłuża się wydatnie w kierunku południowo-wschodnim, tworząc północno-wschodnie obramowanie wspomnianego już wyżej obniżenia Międzyrzecze—Bielsko—Straconka.

Wschodnie zbocze „nabrzmienia dziedzickiego“ i jego południowo-wschodnie przedłużenie przecina ukośny uskoki. Na wschód od niego, na terenie Dankowice—Stara Wieś, obserwuje się podłużne (o kierunku NW-SE) nabrzmienie występujące na południowym zboczu wielkiego równoleżnikowego grzbietu karbońskiego, obrzeżającego omawiany obszar od północy. Poza ukośnym uskokiem obcinającym wschodnie zakończenie nabrzmienia Dankowice—Stara Wieś występuje na południu

charakterystyczny owalny „garb Pisarzowie“, wznoszący się do wysokości —500 m. Garb ten obniża się bardzo szybko w kierunku południowym i w rejonie Kóz Górnych osiąga już głębokość —1150 m. Mamy tu najprawdopodobniej do czynienia z jakimś odgałęzieniem wydatnego obniżenia Międzyrzecze—Bielsko—Straconka.

Ostatnią wypukłą formę paleozoicznego podłoża tworzy w omawianym rejonie równoleżnikowy „grzbiet Bulowic“, rozciągający się na przestrzeni ponad 4 km, a wznoszący się do poziomu —700 m. Grzbiet ten obniża się bardzo znacznie w trzech kierunkach. Ku południowi na terenie Roczyn obniżenie to osiąga —1200 m, natomiast w kierunku północno-wschodnim i wschodnim „grzbiet Bulowic“ przechodzi w wielkie obniżenie Kańczuga—Witkowice—Nidek—Wieprz—Inwałd, tworzące dużą formę wklęsłą, pogłębiającą się w kierunku południowym i prawdopodobnie łączącą się dalej na południe z przedłużeniem obniżenia Międzyrzecze—Bielsko—Straconka.

Powyżej przedstawiono zarys ukształtowania paleozoicznego podłoża w brzeżnej części Karpat między Cieszynem a Andrychowem, w której obrębie przebiegać winna południowa granica zasięgu karbonu produktywnego. Granicę tę przyjmowali różni badacze w różny sposób.

Autor pierwszej dokładniejszej mapy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego R. Michael (1913) nakreślił granicę między karbonem dolnym a górnym tylko w zachodniej części, na południu natomiast poprzestał na zaznaczeniu warstw brzeżnych w podłożu wzdłuż linii Trzyniec—Nierodzim—Pogórz—Jasienica—Komorowice—Kęty—Nidek, nie stawiając jednak wyraźniejszej granicy. W identyczny sposób, ale już zupełnie konkretną przypuszczalną granicę „brzegu Zagłębia“ prowadzi na geologicznej mapie przeglądowej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego J. Jüttner (1942). Według T. Kucińskiego i F. Mitury (1958) przypuszczalna granica karbonu produktywnego przebiega wzdłuż linii Trzyniec—Górna Leszna—Ustroń, a po przerwie między Ustroniem a Komorowicami w kierunku Komorowice—Nowa Wieś—Witkowice—Frydrychów.

Na podstawie wyników ostatnich badań stwierdzono, że karbon dolny jest reprezentowany przez wapienie węglowe, związane przejściami z warstwami brzeżnymi, oraz przez niżej leżące wapienie i dolomity górno- i środkowodewońskie. Miąższość tej węglanowej serii dolnokarbońsko-dewońskiej wynosi w wierceniu Puńców 1 (K. Konior, A. Tokarski, 1959) 765 m. Pod nią występuje już podstawa metamorficzna w postaci łupków biotytowych z granatami, a niżej gnejsy muskowitzo-biotytowe z żyłami kwarcu.

W chwili obecnej istnieją uzasadnione podstawy dla nakreślenia bardzo prawdopodobnej granicy między serią dolnokarbońsko-dewońską a warstwami brzeżnymi. Granica ta na omawianym obszarze przebiega wzdłuż linii Trzyniec—Leszna Górna—Ustroń—Brenna—Wapienica Górna—Bielsko—Kozy—Bujaków—Brzezinka. Na południe od niej występuje dość szeroka, ze względu na małe upady warstw, strefa utworów węglanowych dolnokarbońsko-dewońskich, a dalej ku południowi skały podstawy metamorficznej. Podana powyżej prawdopodobna granica między karbonem górnym i dolnym (fig. 1) przebiega w odległości 5500 m na południe od wiercenia Międzyrzecze 1, w którym przewidywałem

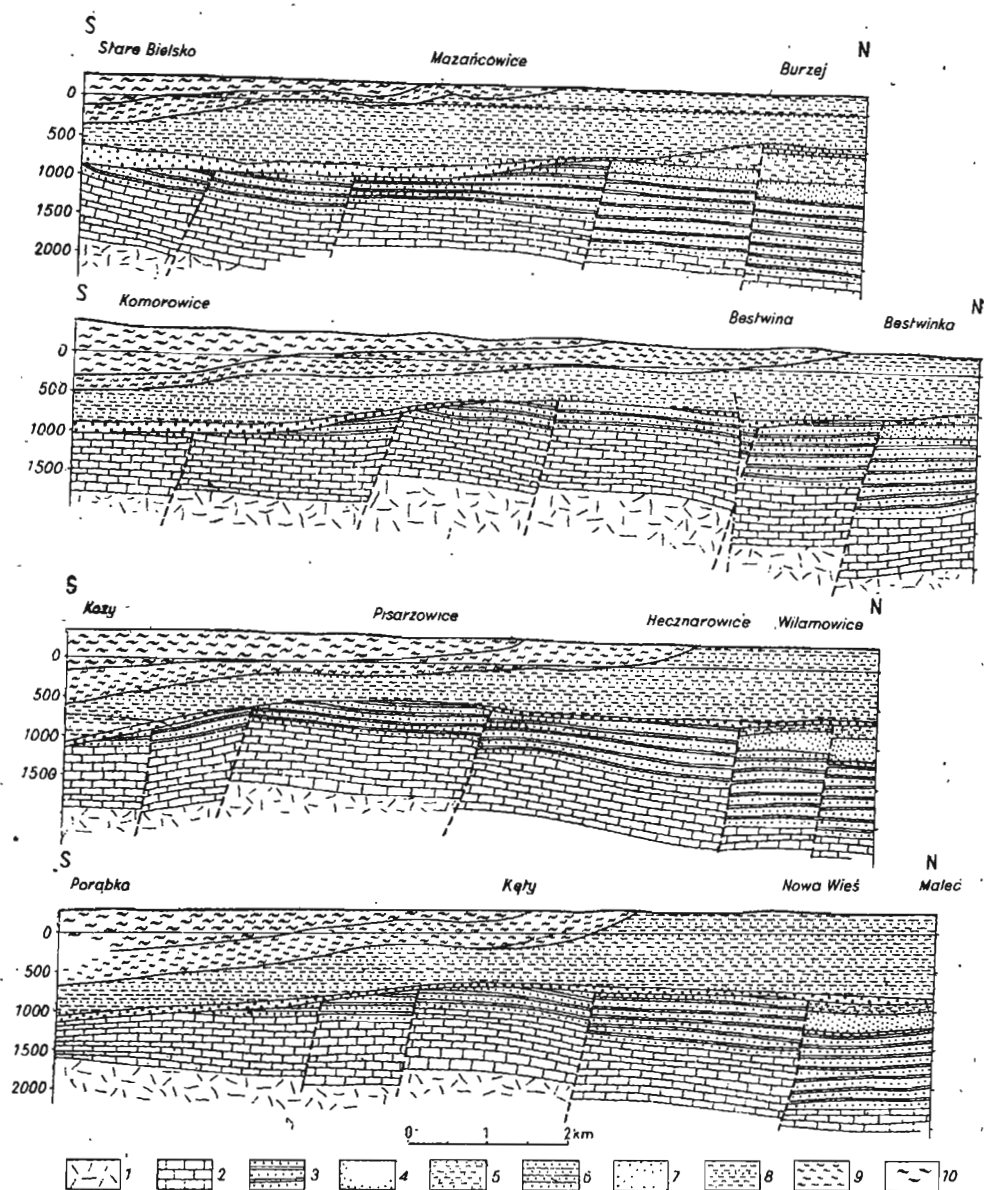


Fig. 2. Przekroje poprzeczne przez brzeg karpacki na obszarze Stare Bielsko — Kęty z uwzględnieniem budowy paleozoicznego podłoża

Transverse cross section through the Carpathian margin in the area of Stare Bielsko — Kęty, with due consideration of the Palaeozoic substratum structure

- 1 — skały podstawy metamorficznej; 2 — węglanowa seria dolnokarbońsko-dewońska; 3 — skały brzożne; 4 — warstwy siedłowe; 5 — warstwy rudzkie; 6 — warstwy orzeskie; 7 — zlepieńce spągowe miocenu; 8 — ilasto-płaskowcowa seria miocenu autochtonicznego; 9 — płaszczowina podśląska wraz z mioceniem parautochtonicznym; 10 — płaszczowina cieszyńska

występowanie utworów kulmu (K. Konior, 1959). Przypuszczenie to wyrażone jeszcze w 1956 r., przed opracowaniem wiercenia Puńców 1 (K. Konior, A. Tokarski, 1959) i późniejszymi badaniami przez długi czas, wskutek zaginięcia zebranego w 1951 r. materiału paleontologicznego, nie mogło być ostatecznie sprawdzone. Sprawę tę wyjaśniły badania paleontologiczne, przeprowadzone w 1961 r. przez S. Czarnieckiego, za co mu niniejszym serdecznie dziękuję, jak również za wydanie wyczerpującej opinii, którą w skrócie podaję:

Seria karbońska w otworze Międzyrzecze, o głębokości 1443,6 m zaczyna się na głębokości 1225 m i nie została przewiercona. Granicę między górnym i dolnym karbonem przyjęto prowizorycznie na głębokości 1315 m na podstawie zmniejszenia się ilości detrytusu roślinnego w osadzie (informacja ustna).

Celem przeprowadzonego opracowania fauny było stwierdzenie, czy rzeczywiście granica została postawiona prawidłowo i czy wiercenie doszło do utworów dolno-karbońskich.

W tym celu przebadano rdzenie z najgłębszego odcinka: od 1402,9 m do 1443,6 m. Stan rdzeni wskazywał na to, że zostały one już dość dokładnie przetłuczone, prawdopodobnie w poszukiwaniu fauny. Niestety nie udało się stwierdzić, gdzie ewentualnie wybrana z nich fauna znajduje się. Przy szczegółowym przetłuczeniu materiału udało się znaleźć jedynie nieliczne okazy i to na ogół w złym stanie zachowania. Przebadany odcinek rdzenia przedstawiał się następująco:

Głębokość 1435,4 ÷ 1443,6 m: W dolnej części ciemne łupki ilaste i mułowce z dość licznymi fragmentami roślin. Soczewkowate konkracje syderytowe oraz skupienia pirytu. Fauna: 3 okazy *Anthraconaia lewisulcata* (Treuman). Ku górze pojawiają się wkładki twardych drobnoziarnistych piaskowców, zawierających dość liczne blaszki miki. Piaskowce barwy szarej.

Głębokość 1430,1 ÷ 1435,4 m: Ciemne łupki i mułowce, zawierające blaszki miki z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców. Liczne kuliste nagromadzenia pirytu i detrytus roślinny. Fauna: fragment skorupki nieoznaczalnej małży.

Głębokość 1424,9 ÷ 1430,1 m: Ciemne łupki ilaste, zawierające drobne konkracje i skupienia pirytu. Fauna: 2 okazy *Lingula squamiformis* Phill., 1 okaz *Postdoniella* cf. *multirugata* Jackson i 1 okaz *Parallelodon* cf. *theciformis* Kon.

Głębokość 1424,4 ÷ 1424,9 m: Piaskowce szare z wkładkami ciemnych mułowców zawierających liczne blaszki miki i ciemnych łupków ilastych. Fauna: 2 fragmenty skorupki *Bellerophon* (*Euphemus*) sp., ośródką i odcisk 2 okazów *Myalina sublamellosa* Etheridge, fragment skorupki *Edmondia* cf. *sulcata* Phill.

Głębokość 1422,1 ÷ 1424,4 m: Czarne łupki ilaste z dość licznymi skupieniami pirytu. Fauny nie stwierdzono.

Głębokość 1417,2 ÷ 1422,1 m: Ciemne mułowce z licznymi blaszkami miki i florą z wkładkami ciemnych łupków ilastych. Liczne skupienia pirytu. W łupkach ilastych 5 okazów *Polidevcia* cf. *sharmani* (Etheridge). W jednej ze skrzynek

Linia gruba ciągła oznacza nasunięte brzeżnych jednostek fliszowych, linia gruba przerywana — stare uskoki hercyńskie, linia gruba kreska-kropka — stare uskoki hercyńskie, odnowione podczas fałdowań karpaccich

1 — rocks of metamorphic base; 2 — Lower Carboniferous-Devonian carbonate series; 3 — marginal beds; 4 — antyclinal beds; 5 — Ruda beds; 6 — Orzesze beds; 7 — basal conglomerates of Miocene; 8 — clayey-sandstone series of the parautochthonous Miocene; 9 — Subsilesian nappe with parautochthonous Miocene; 10 — Cieszyn nappe

Full line indicates the overfolds of the marginal Flysch units, dashed line shows the old Hercynian faults. The dash-dot line denotes the old Hercynian faults rejuvenated during the Carpathian foldings

został znaleziony jako luźny fragment niewielki odlamek skorupki spirifera (istnieje podejrzenie, że okaz ten dostał się do skrzynki przypadkiem z innego materiału).

Głębokość 1413,2÷1417,2 m: Ciemne łupki laminowane o przekątnym warstwowaniu z wkładkami piaskowców. Fauny nie znaleziono.

Głębokość 1407,5÷1413,2 m: Ciemne łupki ilaste, laminowane; uławicenie równoległe. Cienkie wkładki mułowców z mika. Fauny nie znaleziono.

Głębokość 1402,9÷1407,5 m: Czarne łupki i mułowce z warstewkami detrytusu roślinnego. Skupienia pirytu. Fauna: źle zachowana ośrodek *Lingula* (?) sp.

Całość oznaczonej z wiercenia fauny stanowi dość typowy zespół form dla warstw grupy brzeźnej (dolny namur). Jakkolwiek są wśród nich gatunki znane również z dolnego karbonu np. *Polidevcia sharmani*, większe ich nagromadzenia według O. Kumpéry, F. Frantla i B. Ružički (1960, str. 60) są charakterystyczne dla poziomów morskich dolnej części warstw ostrawskich. Również znaleziona w najgłębszej części rdzenia słodkowodna małża *Anthraconaia lewisulcata* występuje według K. Korejwo (1954, str. 147) w słodkowodnych wkładkach warstw gruszowskich, jakłowieckich i porębskich rejonu Rybnika. Wśród form oznaczonych nie ma ani jednego gatunku, którego występowanie ograniczone byłoby jedynie do dolnego karbonu.

Omówiona wyżej fauna wskazuje wyraźnie, że wiercenie w Międzyrzeczu nie wyszło poza obręb warstw brzeźnych i zostało zatrzymane przed dojściem do utworów dolnokarbońskich. Najprawdopodobniej dolna jego część tkwi w obrębie warstw gruszowskich-porębskich. Zebrana fauna nie pozwala na dokładniejsze określenie ich wieku.

Przytoczona opinia S. Czarnieckiego w nawiązaniu do nowych danych rozstrzyga ostatecznie sprawę wieku warstw karbońskich nawierconych w otworze Międzyrzecze 1.

(Profile sejsmiczne, oprócz zorientowania w ukształtowaniu powierzchni podłoża, dostarczyły cennych danych w związku z jego tektoniką. Wprawdzie występujące na profilach refleksy nie określają, z jakimi pod względem wiekowym warstwami ma się tu do czynienia, niemniej wskazują one upady warstw i umożliwiają wyznaczenie linii dyslokacyjnych. W nawiązaniu do wyników wierceń i przy dokładnej znajomości stosunków geologicznych danego rejonu możliwe jest określenie, jakie warstwy mogą występować w danym profilu sejsmicznym i jaki może być ich wzajemny stosunek. Dzięki temu zarysowała się dość wyraźna tektonika paleozoicznego podłoża w zupełnie nieznanej do tej pory strefie między Skoczowem a Andrychowem.

Na północ od nakreślonej na fig. 1 prawdopodobnej granicy warstw brzeźnych z węglanowymi utworami dolnokarbońsko-dewońskimi; czyli od południowej granicy Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, rozciąga się szeroka 6,5÷8,5 km strefa warstw brzeźnych, pociętych uskokami podłużnymi i poprzecznymi na poszczególne bloki, podniesione, względnie obniżone. Ten blokowy charakter tektoniki podłoża paleozoicznego zaznacza się w omawianym obszarze bardzo mocno. Jest on doskonale widoczny na fig. 2. Ogólnie biorąc warstwy zapadają i obniżają się wzdłuż pęknięć uskokowych w kierunku północnym. W obrębie obniżenia oddzielającego podniesiony, równoleżnikowy grzbiet karboński Ruptawa—Pawłowice—Łąka—Rudołtowice—Grzawa—Brzeszcze—Polanka Wielka od omawianej strefy występują poważniejsze dyslokacje

podłużne, oddzielające zwykle warstwy młodsze, a zwłaszcza rudzkie i siodłowe, występujące w północnej części obszaru od występujących na południu warstw brzeżnych i dolnokarbońsko-dewońskich.

Dzięki badaniom sejsmicznym możliwe było stwierdzenie występowania całego szeregu uskoków podłużnych i poprzecznych, rozcinających utwory podłoża na obszarze Cieszyn—Andrychów. Uskoki te powodują różnorodny zrzut warstw, bo od 40 m. do 500 m., a nawet 700 m. Przeważnie są to stare uskoki hercyńskie, powstałe zapewne w okresie fałdowań asturyjskich. Tylko niektóre z nich odmłodzone zostały podczas fałdowań alpejskich, a szczególnie podczas nasunięcia się płaszczowiny godulskiej na jednostki niższe i wspólnego wraz z nimi nasunięcia na utwory autochtonicznego miocenu. Uskoki odmłodzone w czasie ruchów alpejskich (karpackich) wykazują zrzut warstw znacznie mniejszy, bo od 50 m. do maksymalnie 250 m. Na omawianym obszarze występują również uskoki wyłącznie „alpejskie“, powstałe w miocenie podczas formowania się Karpat, a rozcinające fliszowe utwory brzeżnych, nasuniętych na miocen jednostek. Uskoki te mają charakter powierzchniowy, nie wywierają żadnego oczywiście wpływu na ukształtowanie podłoża.

Wśród trzech wymienionych generacji uskoków wyróżniają się następujące ważniejsze elementy:

USKOKI HERCYŃSKIE

Podłużne:

- 1) Burzej—Bestwinka—Wilamowice—Malec;
- 2) Bronów—Bestwina—Stara Wieś—Nowa Wieś—Nidek;
- 3) Ilownica—Rudzica—Świerkowice—Pisarzowice—Kęty—Nideckie Podlesie;
- 4) Uchylany—Roztropice—Międzyrzecze—Mazańcowice—Komorowice—Kozy Wielkie—Kobiernice Dolne—Bulowice;
- 5) Otrębów—Kończyce Wielkie—Ochaby Małe—Kiczyce—Roztropice—Wieszczęta—Łazy—Stare Bielsko—Hałcnów—Bujaków—Zagłębobcze;
- 6) Pogwizdów—Dębowiec—Skoczów—Grodziec—Jaworze—Wapienica.

Uskoki hercyńskie odmłodzone podczas fałdowań karpackich:

Podłużne:

- 1) Gogołowa—Pawłowice—Wisła Wielka—Renardowice—Kaniów—Polanka Wielka;
- 2) Ruptawa—Zbytków—Zarzeczce—Zabrzeg—Dziadowizna—Podlesie Wilamowskie—Osiek—Dalachowice;
- 3) Cieszyn—Gułdowy—Kozakowice—Górki Wielkie;
- 4) Dziegielów—Cisownica—Ustroń—Równica.

Poprzeczne:

- 5) Dziegielów—Bażanowice—Kostkowice—Kończyce Małe—Ruptawa;
- 6) Brenna—Górki Wielkie—Ochaby—Drogomyśl—Zbytków—Pawłowice;
- 7) Świętoszówka—Łazy—Lanek—Zarzeczce—Mizerów;
- 8) Wapienica Górna—Jasienica—Międzyrzecze—Ligota—Zabrzeg—Poręba;
- 9) Kozy Górne—Janowice—Bestwina—Zebracze—Rudołtowice—Ćwiklice;
- 10) Kozy Górne—Pisarzowice—Wilamowice—Przecieszyn—Wilczkowice;
- 11) Porąbka—Kęty—Wilamowice—Jawiszowice—Nazielańce.

USKOKI KARPACKIE

Poprzeczne:

- 1) Czantoria—Goleszów—Chełm—Dębowiec;
- 2) Ustroń—Skoczów—Pierściec—Chybie;
- 3) Wilkowice—Bielsko—Komorowice—Czechowice.

Przeprowadzone ostatnio na obszarach Cieszyn—Jastrzębie i Skoczów—Andrychów badania sejsmiczne refleksyjne i refrakcyjne, a także wyniki nowszych wierceń głębokich umożliwiły zorientowanie się w ukształtowaniu powierzchni i tektonice paleozoicznego podłoża zupełnie (między Skoczowem a Andrychowem) do tej pory nieznanego odcinka w obrębie brzegu karpackiego i przyległej strefy przedgórza. Prowadzone obecnie w tym obszarze głębokie wiercenia pozwolą na systematyczne korygowanie i uzupełnianie przedstawionego obrazu. Stwierdzenie blokowej budowy południowej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i postawienie południowej granicy zasięgu warstw produktywnego karbonu stwarza podstawę dla dalszych, już bardziej szczegółowych opracowań.

Karpacka Stacja Terenowa I. G.

Nadesłano dnia 10 grudnia 1962 r.

PIŚMIENNICTWO

- BECK H., GÖTZINGER G. (1932) — Erläuterungen zur geologischen Karte des Ostrau-Karwiner Steinkohlenbeckens, der West-Beskidien und des sudetischen Randgebietes. Geol. Bundesanst. Wien.
- BOHDANOWICZ K. (1952) — Surowce mineralne świata. Tom III, cz. I. Pr. specj. Państw. Inst. Geol., 3. Warszawa.
- CZARNOCKI S. (1935) — Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu 1914—1934. W: Mapa szczegół. pol. zagł. węgl., z. 1. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKI S. (1959) — Mapa Geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Instytut Geologiczny. Warszawa.
- JANCZEWSKI E. W. (1955) — Zarys sejsmologii ogólnej i stosowanej. Wyd. Geol. Warszawa.
- JÜTTNER J. (1942) — Höhenschichtenkarte der Karbonoberfläche des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Reichsamt für Bodenforschung. Berlin.
- KONIOR K. (1939) — Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Bielska-Bielsko. PAU, Pr. geol. śląs., nr 5. Kraków.
- KONIOR K. (1959a) — Nowy przekrój poprzeczny przez brzeg karpacki na zachód od Bielska. Biul. Inst. Geol., 141. Warszawa.
- KONIOR K. (1959b) — Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. Acta geol. pol., 9, nr 4. Warszawa.
- KONIOR K. (1960) — Tektoniczne przeobrażenie warstw jako wskaźnik dziejów i warunków formowania się płaszczowiny podśląskiej. Nafta, 16, nr 4. Katowice.

- KONIOR K. (1962) — Miąższość zlepieńców spągowych miocenu i jej stosunek do ogólnej miąższości miocenu autochtonicznego na obszarze Cieszyn-Bielsko. *Nafta*, 18, nr 8. Katowice.
- KONIOR K., TOKARSKI A. (1959) — Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna. *Biul. Inst. Geol.*, 140. Warszawa.
- KUCIŃSKI T., MITURA F. (1958) — Ukształtowanie powierzchni karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, [b.m.]. Warszawa.
- MICHAEL F. (1918) — Die Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. *Abh. preuss. geol. L.-A., N.F.*, 71. Berlin.
- STAHL A. (1931) — Das Relief des Oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paläogeographie. *Jb. preuss. geol. L.-A.*, 53, p. 95—111. Berlin.
- TOKARSKI A. (1954) — Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego. *Acta geol. pol.*, 4, nr 3, p. 307—340. Warszawa.

Конрад КОНИОР

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ РАЙОНА ЦЕШИН-АНДРИХУВ В КРАЕВОЙ ЧАСТ КАРПАТ

Резюме

Палеозойское метаморическое основание, установленное глубокими буровыми скважинами представляет самый низкий структурный ярус в пределах краевой части Карпат в районе Цешин-Андрихув. Геологическое строение и рельеф поверхности этого основания оказали решающее влияние на формирующиеся флишевые структуры, в частности на развитие и ход миоценовой трансгрессии. Выполненные в период 1960—1961 гг. сейсмические и буровые работы позволили ознакомиться с рельефом поверхности основания рассматриваемого района и его строением.

В пределах области основания, между Цешином и Андриховом, наблюдается целый ряд поднятий основания, разделяющихся различного рода понижениями.

Сбросами, пересекающими как положительные так и отрицательные формы рельефа основания, подчеркиваются наблюдающиеся между ними резкие противоположности. Среди положительных форм обращает внимание „горб Зебжидовиц”, „горб Кáчиц Гурных”, „цешинский хребет”, „хребет Дрогомысьля”, „горб Иловницы”, „горб Белёвица”, „хребет Бронув-Мендзыжече-Ясеница”, „хребет Вапеницы Гурной”, дзедзицкое вздутие”, продолжающееся к юго-востоку, „горб Писажевиц” и „хребет Булёвиц”. Перечисленные поднятия характеризуются различными высотами. В то время когда вершинная часть „цешинского хребта” поднимается на —196 м, средняя высота поднятий основания располагается в пределах от —339 м до 600 м, а самая малая — в пределах от —600 м до —700 м. Распространенные в изучаемом районе понижения поверхности основания достигают в среднем —800 м. В его южной части распространены отчетливые понижения, углубляющиеся до —1100 м. Это понижения Скочув-Гурки Вельке-Бренна, Мендзыжече-Вельско-Страцонка и Каньчуга-Витковице-Нидек-Вепж-Инвалд.

Основание изучаемого района складается, в основном, краевыми слоями и подстилающей их карбонатной свитой нижнекаменноугольно-девонского возраста (каменноугольные известняки, девонские известняки и доломиты), залегающей уже на метаморфических породах. Упомянутый комплекс слоев пересекается продольными и поперечными сбросами на отдельные приподнятые или опущенные по отношению друг к другу блоки. Этот глыбовый характер тектоники основания весьма сильно подчеркивается в описываемом районе.

Konrad KONIOR

ON THE PALAEOZOIC SUBSTRATUM STRUCTURE IN THE MARGINAL PART OF THE CARPATHIANS IN THE CIESZYN — ANDRYCHÓW AREA

S u m m a r y

In the Cieszyn — Andrychów area, the Palaeozoic metamorphic substratum investigated by deep bore-holes, represents the lowermost structural stage within the marginal part of the Carpathians. Structure and relief of this substratum exerted a decisive influence on the then developing Flysch units, especially on development and course of the Miocene transgression. Seismic investigations carried out in 1960 and 1961, as well as deep drillings allowed to recognize the relief of substratum surface and its structure, in the area under study.

Within the substratum of the area between Cieszyn and Andrychów, numerous elevations occur separated by depressions of various type. Faults crossing both the convex and the concave forms of the substratum emphasize the differences appearing among them. Amidst the convex forms the following ones are worthy of attention: "Zebrzydowice hump", "Kaczyce Górne hump", "Cieszyn ridge", "Drogomyśl ridge", "Tłownica hump", "Bielowicko hump", "Bronów-Międzyrzecze-Jasienica ridge", "Wapienica Górna ridge", "Dziedzice swelling" extending southeastwards, "Pisarzowice hump", and "Bulowice ridge". The elevations said show various heights. While the top part of the "Cieszyn ridge" rises up to 196 m, the average height of the substratum elevations lies between 339 m and 600 m, whereas the lowermost one is between 600 m and 700 m. The surface depressions occurring in the area in question reach approximately 800 m. In the southern part, considerable depressions reach as much as 1100 m. These are depressions of Skoczów — Górki Wielkie — Brenna, Międzyrzecze — Bielsko — Straconka and Kańczuga — Witkowice — Nidek — Wieprz — Inwałd.

In general, the substratum of the area discussed is built up of marginal beds and of the Lower Carboniferous-Devonian carbonate series occurring beneath them (Carboniferous limestones, Devonian limestones and dolomites), and resting on the metamorphic rocks. The rocks of this group are cut by longitudinal and transversal faults into separate blocks elevated or lowered to each other. This block pattern of the substratum tectonics may be very distinctly observed in the area discussed.