

KAZIMIERZ DZIEDZIC

Tektonika północno-wschodniej części karbonu noworudzkiego

TECTONICS OF THE CARBONIFEROUS DEPOSITS IN THE NORTH-EASTERN PART OF THE NOWA RUDA COAL BASIN (SUDETES)

STRESZCZENIE: Opisano tektonikę utworów karbońskich w północno-wschodniej części noworudzkiego obszaru węglowego na pograniczu niecki śródsudeckiej i struktury bardzkiej. Stwierdzono obecność dolnonamurskich mułowców stanowiących ogniwko przejściowe między osadami górnowizeńskimi a namurskimi. Tektonika pokrywy młodopaleozoicznej, osadzonej na podłożu skał gabroidalnych, jest wynikiem skompresowania jej między masywami ramowymi, które odbyło się za pośrednictwem uskoków przedłużających się z podłoża w pokrywę osadową. Struktura ta rozwijała się stopniowo od młodszego paleozoiku. Hiatus w obrębie osadów górnego karbonu przypadł w czasie osłabienia naprężeń. W ciągu długotrwałego rozwoju nie uległ zmianie plan deformacji.

WSTĘP

Wschodni brzeg niecki śródsudeckiej nie jest prostolinijny, gdyż w jednych miejscach, w obrębie młodopaleozoicznej serii osadowej na powierzchni występuje starsze podłoże, w innych zaś seria ta widoczna jest wśród starszych formacji przyległych regionów. Przykładem tego rodzaju budowy jest obszar między Dzikowcem a Nową Wsią Kłodzką, w północno-wschodniej peryferii noworudzkiego rejonu węglowego, gdzie utwory osadowe depresji śródsudeckiej przedłużają się na dolnokarboński rejon struktury bardzkiej. Bliższe zbadanie tego obszaru może mieć teoretyczne i praktyczne znaczenie. Opracowanie to wykonałem w ramach programu badań karbonu górnego niecki śródsudeckiej objętego planem prac badawczych Polskiej Akademii Nauk.

Opisany obszar jest bardzo słabo odsłonięty, dlatego w ciągu kilku lat prowadziłem roboty ziemne. Niektóre wyniki tych prac już opubliko-

wałem (Dziedzic 1965). Kontynuując badania terenowe do roku 1965 włącznie, skoncentrowałem uwagę na zagadnieniach tektonicznych, a zwłaszcza na badaniach stref kontaktowych. W badaniach tych wielką pomocą były analizy palynologiczne, wykonane przez Panią dr Teresę Górecką, za co jej serdecznie dziękuję.

KONTAKTY SERII GÓRNOKARBOŃSKIEJ Z UTWORAMI STARSZYMI

Seria górnokarbońska obejmuje utwory namurskie i stefañskie, występujące wśród skał starszych, głównie dolnokarbońskich (fig. 1). Jedynie wzdłuż północno-zachodniego brzegu badanego obszaru, w rejonie Podlesia, utwory namurskie graniczą z gnejsami Gór Sowich. Stąd w kierunku południowo-wschodnim gnejsy znikają z powierzchni, a z serią górnokarbońską graniczy zespół skał grubookruchowych karbonu dolnego. Zespół ten tworzą głównie zlepieńce gnejsowe zawierające w części dolnej odłamki skał gabrowych. Odłamki gabra obserwowałem wielokrotnie w szybkach wzdłuż całej wychodni opisywanej warstwy. Nie natrafiłem jednak na zlepieńce gabrowe, których spodziewał się tu E. Bederke (1929), lecz na zwietrzałe pojedyncze otoczaki rozproszone wśród grubego detrytusu gnejsowego. W górę profilu zlepieńców otoczaki gabra zanikają, a warstwę nadległą tworzy materiał gnejsowy i kwarcowy. Nad zlepieńcami występuje pokład wapienia węglowego, przechodzący obocznie w wapniste skały piaszczysto-zlepieńcowate z przewagą otoczek kwarcowych wśród detrytusu gnejsowego, nie sięgając do kontaktu z karbonem górnym. Od starych łomów wapienia węglowego aż po okolice Nowej Wsi, z utworami górnokarbońskimi graniczy dolnokarbońska seria łupkowo-szarogłazowa. Z przytoczonych danych wynika, że wzdłuż swej granicy północnej utwory karbonu górnego kontaktują z różnymi seriami skalnymi zcinając je skośnie.

Górny karbon wzdłuż prawie całej północnej granicy zasięgu reprezentowany jest przez namurskie zlepieńce kwarcowe, odpowiadające podobnym zlepieńcom z rejonu wałbrzyskiego (Dziedzic 1957, 1965). Wyjątek stanowi niewielka strefa w części środkowej, gdzie do kontaktu z karbonem dolnym dochodzą utwory mułowcowo-piaszczyste zapadające pod zlepieńce kwarcowe pod kątem 50° . Utwory te o szaro-sinym odcieniu w przypadku mułowców ilastych, a szaro-rdzawym we frakcjach piaszczystych, z drobnymi konkrecjami sydereityczno-ilastymi, a niekiedy z wyszlizganymi powierzchniami, najbardziej przypominają skały obserwowane przeze mnie w spągowych partiach serii namurskiej innych rejonów niecki śródsudeckiej (Dziedzic 1960, 1966, 1968). Za włączeniem ich do górnego karbonu (namuru) przemawia też brak skrzemienia, tak charakterystycznego dla sąsiadujących z nimi łupków dolnokarbońskich.

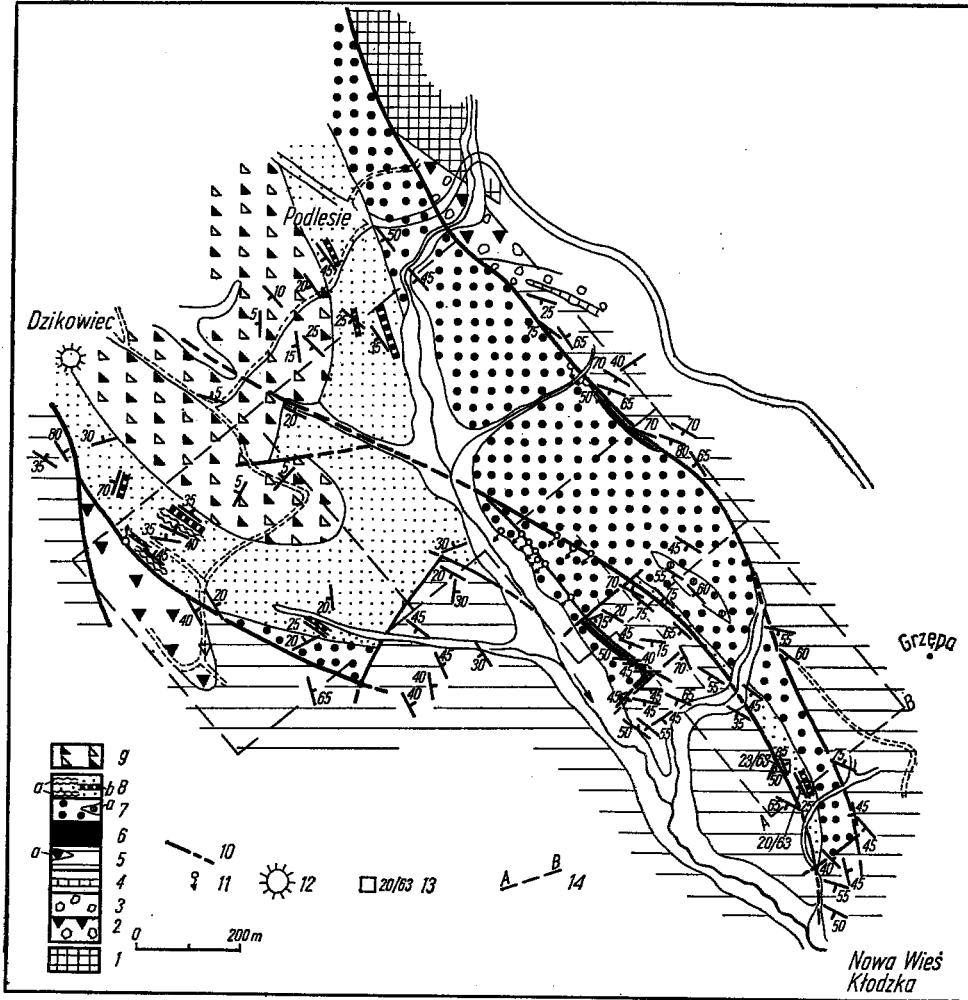


Fig. 1

Mapa geologiczna górnokarbońskiego obszaru w NW części Gór Bardzkich

1 gnejsy Sowich Gór. 2-5 karbon dolny: 2 zlepienie gnejsowe z otoczkami gabra, 3 zlepienie i piaskowce gnejsowe, 4 wapień węglowy, 5 szarogłazy, łupki szarogłazowe i ilaste (a zlepienie gabbrowe). 6-9 karbon górny: 6-8 namur - 6 mułowce ilaste i piaszczyste, 7 zlepienie kwarcowe (a zlepieńcowate piaskowce), 8 seria węglonośna (a syderyty ilaste, b węgle), 9 stefan - zlepienie, piaskowce i mułowce. 10-14 inne oznaczenia: 10 uskoki, 11 wycieki wodne, 12 hałda, 13 szybki omawiane w tekście, 14 linie przekrojów (por. fig. 2)

Geological map of the Upper Carboniferous area in the NW part of the Bardo Mts.

1 gneisses of the Sowie Mts. 2-5 Lower Carboniferous: 2 gneiss conglomerates with gabbro pebbles, 3 gneiss conglomerates and sandstones, 4 limestone, 5 greywackes, greywacke and clay shales (a gabbro conglomerates). 6-9 Upper Carboniferous: 6-8 Namurian - 6 clayey and sandy siltstones, 7 quartz conglomerates (a conglomeratic sandstones), 8 coalbearing series (a clayey siderites, b coals), 9 Stephanian - conglomerates, sandstones and siltstones. 10-14 miscellaneous: 10 faults, 11 water seepage, 12 dump-heap, 13 test pits mentioned in the text, 14 lines of sections (comp. fig. 2)

Mułowce podobne do opisanych powyżej, a leżące w identycznej pozycji stratygraficznej, odkryto również w odległości około 420 m na południe, w miejscu gdzie łupki dolnego karbonu tworzą rodzaj półwyspu w obrębie przeważających namurskich zlepieńców kwarcowych (por. fig. 1 i 2). Utwory te odsłonięto w szybkach i rowie dochodzącym do kontaktu

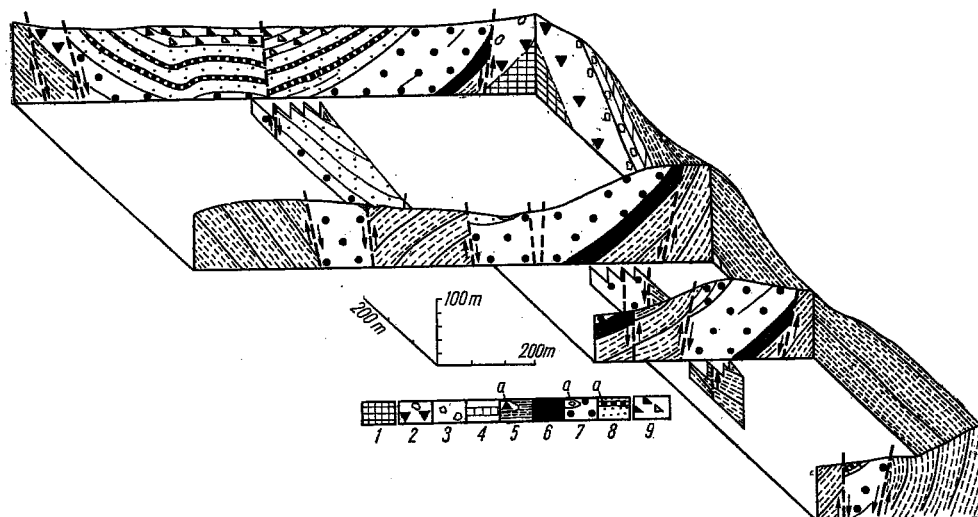


Fig. 2

Przekroje geologiczne

8a węgle. Pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

Geological sections

8a coals. For the remaining explanations see fig. 1

ze zlepieńcem kwarcowym. Na kontakcie ze zlepieńcem obserwowano zluźnienia i lustra tektoniczne na skałach gruboziarnistych. W odległości kilku metrów od kontaktu występowała plastyczna masa iltu tektonicznego. Mułowce opisywane zapadają pod zlepieńce kwarcowe, a kąt nachylenia waha się w granicach 40–50°. Porównanie wzmiankowanych mułowców z bezpośrednio przyległymi skałami dolnokarbońskimi przemawia również na korzyść zaliczenia ich do serii górnokarbońskiej.

Przyjęcie, że odkryte tu skały mułowcowo-piaszczyste są wieku górnokarbońskiego (Dziedzic 1965, s. 167; 1966), potwierdziła dr T. Górecka analizami sporowymi próbek pobranych z obydwu wymienionych wystąpień skał mułowcowych. Spory wydobyte z próbek mułowców i niektórych innych skał tego rejonu, zdaniem dr T. Góreckiej, wskazują na namur A (informacja ustna).

Wykonanie badań palynologicznych mułowców było konieczne z uwagi na występowanie zbliżonych skał również wśród serii dolnokar-

bońskiej, a zwłaszcza w jej górnych partiach. Tego typu utwory obserwo-
 wałem w części środkowej wzmiankowanego uprzednio półwyspu dolno-
 karbońskiego, oraz w innych miejscach omawianego obszaru. Większe roz-
 przestrzenienie zdają się one mieć w pobliżu dolnokarbońskich zlepieńców
 gabrowych i zlepieńców kwarcowych południowego brzegu płata górno-
 karbońskiego (fig. 1). Wzdłuż tegoż brzegu kontaktują z sobą różne ogniwa
 litologiczne. Z serii dolnokarbońskiej wymienić można mułowce piasz-
 czyste i ilaste, barwy popielatej, graniczące na niewielkiej przestrzeni
 z namurskimi zlepieńcami kwarcowymi. Dalej ku północnemu zachodowi,
 graniczą z sobą zlepieńce gabrowe dolnego karbonu z serią węglonośną
 namuru. Ta ostatnia przedłuża się dalej ku zachodowi, gdzie graniczy
 z ciemnymi, twardymi łupkami niższej części dolnego karbonu, podob-
 nymi do łupków dolnokarbońskich z północnego brzegu. W ich obrębie,
 w pobliżu kontaktu z serią węglonośną, niedaleko starej hałdy (niedostęp-
 nej dziś sztolni Ambroży w Dzikowcu), stwierdziłem obecność gabra. Jest
 to zgodne z wcześniejszymi spostrzeżeniami A. Schützego (1882), który
 stwierdził występowanie gabra w tej sztolni. Słuszna jest zatem opinia
 J. Oberca (1957b) przypuszczającego istnienie tu przemieszczeń wzdłuż
 wielkich uskoków, gdyż opisywany obszar jest szczególnie silnie zdyslo-
 kowany i pod tym względem upodabnia się do kulmowej ostrogi Jabłowa
 (por. Dziedzic 1961). W opisywanym obecnie terenie dyslokacyjny cha-
 rakter mają nie tylko północny i południowy brzeg płata górnokarboń-
 skiego analizowany powyżej, ale wszystkie kontakty wzdłuż których gra-
 niczą serie górnokarbońskie z utworami starszymi (fig. 1 i 2). Niektóre
 z uskoków, zwłaszcza z północnego stoku wzgórza Wapnica, znane były
 już dawniej (Meister & Fischer 1935; Oberc 1957a, b, 1958). Obecność
 tektonicznych kontaktów w strefie południowo-wschodniej występu górn-
 nokarbońskiego wykazałem w pracy wcześniejszej (Dziedzic 1965)
 i stwierdziłem je następnie na innych odcinkach badanego obszaru (Dzie-
 dzic 1966).

Prześledzone uskoki, zwłaszcza ramowe, obrzeżające serię górnokar-
 bońską, w przybliżeniu pokrywają się z przebiegiem tych uskoków wy-
 znaczonym przez H. Krawczyńską-Grocholską (1966). Drobne różnice, za-
 znaczące się w przebiegu uskoków na mapach (Krawczyńska-Grocholska
 1966, tabl. I oraz fig. 1 w tej pracy), nie mają większego znaczenia dla
 interpretacji ogólnej budowy, a można je wyjaśnić nieco innym rozmiesz-
 czeniem punktów obserwacyjnych uwarunkowanym odmiennymi celami
 badawczymi. Niektóre wszakże szczegóły wydają się być kontrowersyjne.
 Odnosi się to zwłaszcza do tzw. „łupków spagowych namuru” (Kraw-
 czyńska-Grocholska 1966, s. 371), opisanych z południowego kontaktu gór-
 nego karbonu w rejonie wzgórza Grzępa. Zdaniem wymienionej autorki,
 łupki te zawierają wkładki łupków węglistych i węgla, a zapadają ku NE
 pod zlepieńce kwarcowe, co zobrazowano rysunkiem (op. cit. fig. 12,
 s. 369).

Profiłem w rejonie wzgórza Grzępa zainteresowałem się już w początkowej fazie prac badawczych, z uwagi na kontakty sedymentacyjne serii namurskiej znaczone we wszystkich ówczesnych publikacjach dotyczących tego rejonu (Dathe 1904; Bederke 1929; Petrascheck 1939; Bederke & Fricke 1943; Oberc 1957a, b, 1958; Krawczyńska-Grocholska 1960; Grocholski 1961), oraz ze względu na dogodne warunki przeprowadzenia badań przy pomocy robót ziemnych. W szybiku nr 20/63 odkryłem pokład węgla (Dziedzic 1965, s. 161) o grubości 0,25 m, od góry silnie zanieczyszczony materiałem ilastym. Pokład występuje w obrębie ilastych mułowców szaro-popielatych nachylonych 25° ku SW; w tym samym kierunku w odległości 30 m skonstruowano uskok, wzdłuż którego dźwignięte są utwory dolnokarbońskie. Na kontakcie z wiszącym skrzydłem można było z góry oczekiwać obecności powyższej serii węglowej, co też zostało potwierdzone szybikiem nr 23/63 wykonanym na linii uskoku, gdzie stwierdzono prawie pionowo ustawioną strefę rozartych ików i węgla o grubości 0,25—0,30 m. Wydaje się, że właśnie te rozarte ily i węgle na uskoku uznane zostały za najstarsze warstwy namurskie leżące poniżej zlepieńca kwarcowego (Krawczyńska-Grocholska 1966). Warto tu zaznaczyć, że w próbce pobranej z pokładu węglowego w szybiku nr 20/63 dr T. Górecka oznaczyła zbliżony zespół sporowy do tego, jaki stwierdziła H. Krawczyńska-Grocholska (1966) w „łupkach spągowych namuru”. Wśród spor oznaczonych przez dr T. Górecką z powyższej próbki jest 50% tych samych gatunków, co w spisie podanym przez H. Krawczyńską-Grocholską (1966). Potwierdza to interpretację autora, że są to te same utwory tylko raz dobrze zachowane w postaci pokładu węgla, a drugi raz rozarte na uskoku, z tym jednak zastrzeżeniem, że pokład węglowy w szybiku nr 20/63 występuje nad zlepieńcami kwarcowymi w pobliżu ich stropu. W podobnym położeniu obserwowałem węgle w trzech innych miejscach badanego obszaru, co uwidoczniono na załączonej mapie (fig. 1). Mimo poszukiwań, nie udało mi się natomiast stwierdzić obecności skał węglistych w obrębie mułowców leżących rzeczywiście poniżej zlepieńców kwarcowych, a opisywanych na początku rozdziału. Mułowce owe wieku dolnonamurskiego, w porównaniu z niektórymi zwłaszcza stropowymi partiami serii dolnokarbońskiej z jednej strony, a podobnymi skałami górnokarbońskimi z drugiej, stanowią pośrednie ogniwo łączące w sposób ciągły akumulację górnowiązańską z namurską. Ich miąższość jest trudna do określenia, ze względu na fragmentaryczne wystąpienia i tektoniczne kontakty.

TEKTONIKA OBSZARU NA TLE STRUKTUR PRZYLEGLYCH

Opisywany obszar występuje w peryferycznej strefie Gór Bardzkich stanowiąc południowo-wschodnie zakończenie synkliny Woliborza (Oberc 1957a, b). Na tektonikę tego obszaru duży wpływ wywarły starsze ma-

sywy ramowe — gnejsy sowiogórskie i noworudzki masyw gabro-diabazowy. Wypiętrzenie tych masywów, a w przypadku gnejsów jeszcze połączone ze wzrostem szerokości podstawy masywu, prowadziło do wyginania utworów występujących między tymi masywami. Na odcinku między gnejsami a masywem gabro-diabazowym wyróżnia się (Oberc 1957a, b) następujące jednostki tektoniczne: synklinę Woliborza, łuskę Wapnicy i rów Czerwieńczyce (fig. 3). Centralne położenie zajmuje łuska Wapnicy

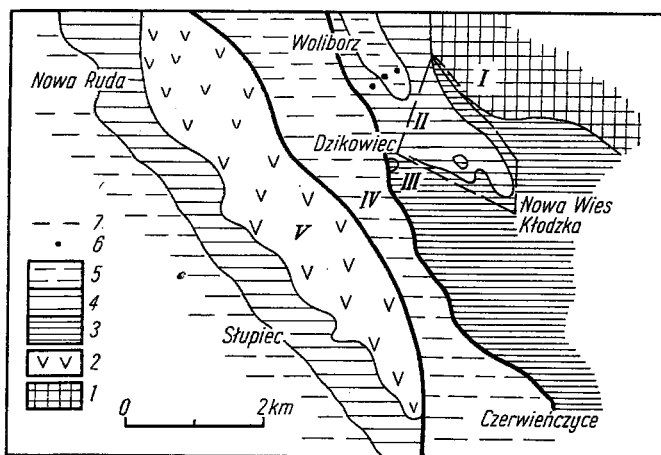


Fig. 3

Główne jednostki tektoniczne okolic Dzikowca (szkic geologiczny według Dathego & Petraschecka, 1913)

1 gnejsy Sowich Gór, 2 noworudzki masyw gabrowo-diabazowy, 3 dolny karbon struktury bardzkiej; 4 górny karbon; 5 dolny perm; 6 otwory wiertnicze omawiane w tekście; 7 obszar badań szczegółowych. I blok gnejsowy, II synklina Woliborza, III jednostka Wapnicy, IV rów Czerwieńczyce, V noworudzki masyw gabrowo-diabazowy

Chief tectonic units in the vicinity of Dzikowiec (the geological sketch map after Dathe & Petrascheck, 1913)

1 gneisses of the Sowie Mts., 2 gabbro-diabase massif of Nowa Ruda, 3 Lower Carboniferous of the Bardo structure; 4 Upper Carboniferous, 5 Lower Permian; 6 boreholes discussed in the text; 7 area under special investigations. I gneissic block, II Woliborz syncline, III Wapnica unit, IV Czerwieńczyce graben, V gabbro-diabase massif of Nowa Ruda

z dewonem górnym i gabrem w jądrze, otoczona przez pozostałe dwie jednostki depresyjne. Wszystkie wymienione jednostki, zarówno z sobą jak i z obramowaniem, graniczą wzdłuż dyslokacji. Dyslokacje mają kierunek mniej więcej zgodny z brzegami masywów ramowych. Podobną orientację wykazują również inne większe uskoki w obszarze omawianym. Ich kierunek w dużym przybliżeniu pokrywa się z rozciągłością warstw i można je określić jako podłużne. Nachylenie powierzchni uskokowych jest na ogół strome, zmienia się natomiast azymut upadu. Powierzchnie

uskokowe na skrzydłach tej jednostki nachylają się ku jej osi podobnie jak warstwy. Rotacja wzdłuż nich jest zgodna z generalną rotacją skrzydeł, tak że można je rozpatrywać jako typ uskokuw syntetycznych (Hoepfener 1955). Do tej samej grupy uskokuw syntetycznych zdają się należeć dyslokacje na przestrzeni między Wapnicą a masywem gabro-diabazowym (fig. 4).

Wydaje się, że wszystkie wzmiankowane powyżej dyslokacje powstały wskutek naprężeń wynikających z zawężania obszaru zajętego przez młodsze utwory między masywami ramowymi, a poprzedzało je wyginanie warstw. Od początkowego stadium formowania się uskokuw, zawężanie realizowane mogło być stosunkowo najłatwiej przez tworzenie się uskokuw inwersyjnych, ułatwiających pionowe rozsuvanie antyklin i przyległych synklin. Duże spiętrzenie zaszło w rejonie antykliny Wapnicy, gdzie ukazuje się podłoże gabrowe. Znajdujemy je w partii szczytowej antykliny oraz na północnym skrzydle w pobliżu wychodni karbonu

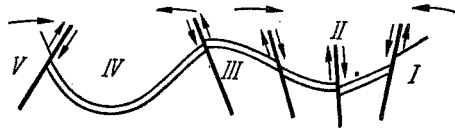


Fig. 4

Schemat syntetycznych uskokuw w rejonie Dzikowca. Strzałki wskazują rotację skrzydeł i bloków wzdłuż powierzchni uskokuwowych

I—V oznaczenia jak na fig. 3

Diagram of synthetic faults in the vicinity of Dzikowiec. Arrows indicate the rotation of the limbs and blocks along the fault planes

I—V as in fig. 3

górnego. Ukazywanie się gabra w tej części obszaru czyni bardziej zrozumiałą odmienną geometrię struktur depresyjnych rozłożonych po obydwu stronach antykliny Wapnicy. Depresja po SW stronie (IV na fig. 4 i 5) jest formą kompresyjną, natomiast przeciwległa po NE stronie leżąca (II na fig. 4 i 5) ma pozornie charakter grawitacyjny. Powierzchnie uskokuwowe obrzeżające te jednostki w przypadku pierwszym schodzą się nad depresją, w drugim natomiast pod depresją. Pierwsza miała zatem większe szanse do obniżania się niż druga, w której dodatkowo „rolę czynnika klinującego” pełniła przeciwnie skierowana rotacja bloków między uskokuwami południowo-zachodniego skrzydła. Różnice wynikłe z niejednakowej subsydencji uwidaczniają się w rozkładzie serii dolnopermskiej.

Jeśli przyjąć, że uskoki inwersyjne depresji IV (por. fig. 4 i 5) spełniały rolę ułatwiającą zawężanie, to tendencji takiej nie wspomagały uskoki depresji II. I w tym, być może, tkwi jedna z przyczyn zarysowania

się rowu kompresyjnego Czerwieńczyc, którego powstanie było w pewnym sensie uzależnione od sytuacji w rejonie depresji II. Równolegle ten sam mechanizm wpłynął na spiętrzenie się ankiptyliny Wapnicy dźwigającej się wzdłuż rozwartych w górę uskoków obrzeżających (fig. 4 i 5). Jeśli podaną zależność uznamy za jedną z możliwych, to pozostaje jeszcze kwestia dotycząca orientacji powierzchni uskokowych w obszarze depresji II, które jakby przeciwdziałały zacieśnianiu obszaru. Przeciwdziałanie takie mogło mieć miejsce w początkowych stadiach rysowania się dyslokacji, jednakże w przebiegu deformacji i w tym przypadku uskoki spełniały pozytywną rolę w procesie zacieśniania. Realizowało się to drogą wyciskania osiowej partii wytworzonej wcześniej synkliny, co uwidoczniło się w postaci wydźwigniętych bloków dolnokarbońskich na przedłużeniu osi depresji. Wyciskanie osiowej partii względem północnego skrzydła demonstruje wąska strefa namurska sięgająca po okolice Nowej Wsi Kłodzkiej.

Przedstawione rozumowanie prowadzi do wniosku, że przyczyną powstania uskoków zbieżnych ku dołowi w depresji II należy szukać w głębszym podłożu przedkarbońskim z okresu warunków tensyjnych. W warunkach odwrotnych, okresowo istniała tendencja do dźwigania się głębszego podłoża, które ustępując w górę czyniło zadość procesowi zacieśniania. Wznoszenie rozszerzających się ku górze bloków rozpięrało na boki pokrywę skał nadległych, co w warunkach kompresji najłatwiej zachodziło w kierunku uskoków inwersyjnych i w tym należałoby się dopatrywać dalszej przyczyny formowania się rowu Czerwieńczyc.

Wracając jeszcze do spiętrzenia się osiowej partii depresji II wskazać należy na rosnącą amplitudę w kierunku wschodnim, gdzie na przedłużeniu osi depresji, prócz dolnego karbonu, w dalszej odległości pojawiają się utwory sylurskie i fragment podłoża gnejsowego okolic Żdanowa. Podnoszenie się tej strefy powodowało zacieśnianie w kierunku zbliżonym do równoleżnikowego, a wynikiem w tym procesie skracanie zachodziło za pośrednictwem uskoków poprzecznych. Część z nich objęta zdjęciem widoczna jest na załączonej mapie i przekrojach (fig. 1 i 2), z których wynika, że poszczególne bloki ograniczone uskokami rotowały w przeciwnym kierunku niż osiowa partia depresji. Ta antytetyczna rotacja bloków ułatwiała równoleżnikowo zorientowane zacieśnianie, a zarazem łagodziła wypiętrzenie się osi fałdu ku wschodowi. Należy podkreślić, że zmienność kierunków ruchów zacieśniających wynika niezależnie z analizy luster i rys tektonicznych wskazujących na rotację sił deformujących (Dziedzic 1965).

Depresja II, przylegająca do brzegu gnejsowego, stanowi południowo-wschodnie zakończenie synkliny Woliborza i pod taką nazwą była opisywana w literaturze (Oberc 1957a, b). Było to usprawiedliwione przynajmniej dla NW odcinka, gdzie na przestrzeni między Wapnicą a brzegiem gnejsowym zaznacza się synklinalny układ warstw. Uwzględniając

jednak obecność uskoku obrzeżających, słuszniejszą wydaje się nazwa rów synkлинаalny dla odcinka północno-zachodniego w rejonie Dzikowca (rów synkлинаalny Dzikowca). Geometrycznie przypomina on zapadlisko grawitacyjne i prawdopodobnie przez takie stadium przechodził w określonych fazach rozwojowych. Kierunek ruchu pionowego ulegał jednak zmianie, tak że forma dzisiejsza jest wypadkową przemieszczeń zachodzących teleskopowo. W wyniku tych przemieszczeń zachowała się w rowie tektonicznym wąska strefa namurska przedłużająca się w okolice Nowej Wsi Kłodzkiej (Dziedzic 1965). Prawdopodobnie ze zmianą znaku ruchów pionowych, a raczej z ich stabilizacją wiąże się też hiatus w obrębie serii górnokarbońskiej.

(Przedstawione powyżej dane wskazują na złożone procesy, w wyniku których ukształtował się dzisiejszy obraz tektoniczny północno-zachodnich peryferii regionu bardzkiego na pograniczu z niecką śródsudecką. Pokrywa namurska przedłużająca się od północnego zachodu zacięra kontury obydwu regionów w strefie granicznej, stanowiąc dla nich wspólny i, jak się wydaje, nieprzerwanie akumulujący się płaszcz osadowy. Tektonicznie pokrywa ta podlegała tym samym procesom, którym poddany był region bardzki w północno-zachodniej części. Jeśli dawniej odrębnie rozpatrywało się tektonikę pokrywy dolno- i górnokarbońskiej, to w świetle prac przeprowadzonych ostatnio problem ten powinien być łącznie traktowany. Pewnych zmian można by się dopatrywać raczej w interwale hiatusu górnokarbońskiego nad zachowaną tu serią namurską, a nie poniżej tych warstw. Trudno jednakże odpowiedzieć z całą pewnością czy były to zmiany istotne dla tektoniki tego obszaru, czy też wynikały z właściwej mu tendencji rozwojowej. Na korzyść drugiej alternatywy przemawiałoby penakordantne ułożenie utworów stefińskich na serii namurskiej, co zaznacza się dość wyraźnie na wschód od Dzikowca. Jak dotąd, nie notowano też oznak erozyjnego rozcięcia serii namurskiej poprzedzającego sedymentację warstw stefińskich. W różnych bowiem miejscach, pod serią stefińską napotyka się podobne utwory. Przekonałem się o tym przeglądając rdzenie wietrnicze i rowy poszukiwawcze, wykonane przez przemysł w 1961 roku w rejonie na północny zachód od Dzikowca (por. fig. 3). Pod utworami stefińskimi, w niewielkiej odległości od ich spągu, obserwowałem tam wkładki węglowe i sydereyty ilaste w zbliżonym położeniu, w jakim znajdujemy te skały na wschód od wzmiankowanej miejscowości. Przytoczone spostrzeżenia nie stwarzają podstaw do przyjmowania wyraźniejszych zaburzeń w obszarze akumulacji. Niemniej, mogły się one okresowo zaznaczyć w niektórych strefach granicznych z obszarami ramowymi. Za takim wnioskiem zdaje się przemawiać obecność grubych otoczków gabra w dolnych partiach serii stefińskiej w rejonie na zachód od Dzikowca. Odpowiadałoby to pionowym przemieszczeniom w obszarze granicznym z masywem gabrowo-dibazowym i rozładowaniu naprężeń, co znalazło wyraz w sedymentacji ste-

fańskiej. Tego rodzaju związki przyczynowe mogły mieć miejsce, jeżeli podłużne dyslokacje głębszego podłoża miały wówczas zbliżoną orientację do dzisiejszej. Przyjmując możliwość takiego wariantu za prawdopodobną, wypada się zgodzić z poglądem, iż większość obserwowanych dzisiaj dyslokacji podłużnych powinna mieć starsze założenie sięgające głębszego podłoża. Wychodząc z takiego punktu widzenia, który wydaje się być słuszny, łatwiej jest również tłumaczyć okoliczności jakie współdziałały przy powstaniu hiatusu górnokarbońskiego.

W odniesieniu do hiatusu, jak już wcześniej nadmieniano, poza brakiem określonych utworów nie stwierdza się jakichś szczególnych oznak wskazujących na zaburzenia procesów powierzchniowych. Nie dostrzegamy też radykalnych zmian w rozkładzie sieci hydrograficznej przy porównaniu kierunków sedymentacyjnych pokrywy namurskiej i stefañskiej (por. Dziedzic 1965). Zatem cały czas działać musiał określony mechanizm regulujący intensywność procesów akumulacyjnych. Mechanizmem tym było działanie naprężeń zacieśniających na blokowo rozdrobnione podłożo. Pod wpływem zacieśniania jeden z dwóch bloków — III lub V — ulegał dźwiganiu, a to stwarzało możliwości osiadania i sedymentacji w rejonie bloków II i IV (por. fig. 5). Osłabienie sił zacieśniających powodowało skutek odwrotny, swego rodzaju stagnację procesów akumulacyjno-erozyjnych, co odpowiadałoby interwałowi hiatusu. Odpowiednio, hiatus przypadałby nie w interwale wzmożonych naprężeń, lecz w okresie ich osłabienia. Zatem powolne przemieszczanie podłoża wzdłuż pęknięć kierowało procesami akumulacyjnymi, dotykając stopniowo coraz to wyższych partii deformowanej pokrywy. Na zjawiska tworzenia się uskoków w czasie sedymentacji młodopaleozoicznej rejonu Nowej Rudy zwracali już uwagę wcześniej inni autorzy (Bubnoff 1931, Petrascheck 1939).

Przeprowadzone rozważania wskazują na permanencję głównych tendencji tektonicznego rozwoju opisywanego obszaru i rejonów przyległych. Znajduje ona odbicie w planie deformacji, którego założenie ujawniało się już w czasie gromadzenia się osadów. Nasilenie procesów deformujących, przy niezmodyfikowanym planie, okresowo ulegało zmianie, ale nie doprowadziło to do powstania struktur, które zwykle się uważa za wynik fazy sudeckiej. „Krzyżowanie się” w płaszczyźnie pionowej osi synklin pokrywy dolnokarbońskiej i młodszej w rejonie między Dzikowcem a Nową Wsią Kłodzką (Oberc 1957b) jest zjawiskiem pozornym, powstałym w następstwie podniesienia wzdłuż dyslokacji i zbliżenia brzegów ze starszą serią osadową, względem partii centralnej z utworami młodszymi. W rzeczywistości partia osiowa synkliny całej pokrywy osadowej podnosi się schodowo w kierunku południowo-wschodnim i jest rezultatem zaburzeń młodszych. Podobny wniosek odnoszący się do nachylenia osi wynikał niezależnie z analizy niektórych struktur osadowych w utworach dolnokarbońskich regionu bardzkiego (Dziedzic 1964, s. 298).

W osadowej pokrywie rowu synklinalnego Dzikowca i bezpośrednio

przyległej dolnokarbońskiej osłonie nie znajdujemy jakichś osobliwych struktur, które można by przyporządkować określonym i wyraźnym etapom zaburzeń młodopaleozoicznych. Z drugiej zaś strony, uwzględniając różne czynniki natury tektonicznej przejawiające się w interwale gromadzenia osadów i okresach późniejszych, nie zauważa się też oznak zmiany planu deformacji. Pewnych odstępstw pod tym względem można by się dopatrywać w jednostce sąsiedniej, tj. rowie Czerwieńczyc (IV). Zaznacza się tu skośne ustawienie brzegów rowu w stosunku do niektórych wychodni dolnopermских, co zwracało uwagę geologów zajmujących się rejonem noworudzkim (Petrascheck 1939, Oberc 1957a, b, Don 1961). Uskoki brzeżne o przebiegu zbliżonym do kierunku NW—SE łączy się z okresem ruchów laramijskich (Oberc 1957a, b) lub trzeciorzędowych (Don 1961), natomiast kierunki WINW—ESE wynikające z ułożenia warstw wymienieni autorzy rozpatrują odpowiednio jako ewentualnie mezozoiczne lub waryscyjskie. Ze zbliżonym poglądem spotykamy się też w dawniejszych opracowaniach (Petrascheck 1939).

Przypisywanie wzmiankowanych powyżej kierunków dwom odrębnym etapom fałdowym nie wydaje się jednak konieczne z kilku powodów. Akceptacja takiego punktu widzenia wymagałaby bowiem zakładania dla starszych kierunków odrębnego planu naprężeń, w porównaniu z ogólnie panującym. Kierunki fałdowań przypuszczalnie starsze powinny mieć swoje odzwierciedlenie nie tylko w rowie Czerwieńczyc, ale również i poza nim, w przeciwnym bowiem przypadku uznać je trzeba za bardzo ograniczone terytorialnie. Przypisywanie zaś niektórym dyslokacjom w dalszych obszarach podobnego wieku, ze względu na zbliżony kierunek, jest z różnych powodów zbyt ryzykowne. Rozpatrując zatem owe dwa kierunki jako właściwość rowu Czerwieńczyc, liczyć się trzeba z możliwością wpływów lokalnych i chociażby z tej racji należałoby uwzględniać również inne warianty nie wymagające zakładania odrębności okresów fałdowych i planów deformacji. Wydaje się, że jednym z nich spełniającym powyższe wymogi byłaby zróżnicowana subsydencja, bądź nachylenie podłoża rowu Czerwieńczyc w kierunku subrównoległym do wydłużenia tej jednostki (fig. 5). W takim ujęciu, pod wpływem tych samych sił zacieśniających, ujawniały się równocześnie obydwa kierunki, co nie przesądza okresu ich powstawania.

Rozpatrzone w niniejszym rozdziale niektóre spostrzeżenia i wnioski z zakresu tektoniki badanego rejonu i obszarów przyległych skłaniają do przyjęcia ciągłego procesu rozwojowego, uwarunkowanego strukturą głębszego podłoża i wpływem masywów ramowych. Podłożem są prawdopodobnie skały typu gabra, co pozostaje w zgodności z opinią E. Meistera i G. Fischera (1935). Pogląd taki zdają się potwierdzać odosobnione wystąpienia tych skał w rejonie Wapnicy w Dzikowcu, Jugowie i Sokolcu. Dysjunkcje tego podłoża w obszarze opisywanym i przemieszczenia wzdłuż nich zachodzące były aktywnym czynnikiem w formowaniu się pokryw

osadowej i struktury tektonicznej. W długotrwałym rozwoju nie ulegał zmianom zasadniczy plan deformacji, tak że zaburzenia kenozoiczne są retuszem struktur dawniejszych. Ten ostatni wniosek pokrywa się z wypowiedzią wielu autorów rozpatrujących duże dyslokacje sudeckie w skali regionalnej.

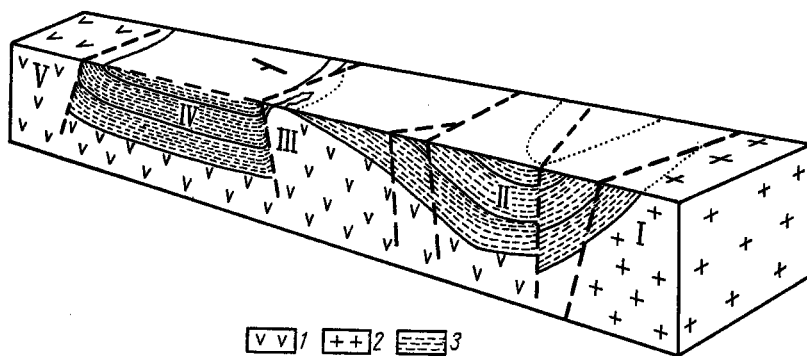


Fig. 5

Diagram ilustrujący budowę geologiczną na przestrzeni od gnejsów sowiogórskich po masyw gabrowo-diabazowy (wzdłuż linii Podlesie — Wapnica — Przykrzec)

1 gabbro, 2 gnejsy, 3 skały osadowe. I blok gnejsowy, II blok rejonu rowu synklinalnego Dzikowca, III blok rejonu jednostki Wapnicy, IV blok rejonu rowu Czerwieniec, V blok gabrowy

Diagram showing the geologic structure within the area between the gneisses of the Sowie Mts. and the gabbro-diabase massif (along the line Podlesie — Wapnica — Przykrzec)

1 gabbro, 2 gneisses, 3 sedimentary rocks. I gneiss block, II block in the region of the synclinal Dzikowiec graben, III block in the region of the Wapnica unit, IV block in the region of the Czerwieniec graben, V gabbro block

WNIOSEK

1. Na przełomie dolnego i górnego karbonu obszar północno-zachodniej części Gór Bardzkich był terenem niezaburzonej sedimentacji utworów droбноziarnistych w przewodze ilasto-mułowcowo-piaszczystych. Tego typu utwory dolnonamurskie, zachowane na powierzchni fragmentarycznie poniżej zlepieńców kwarcowych, stanowią ogniwo łączące nadległą serię namurską z serią wizeńską.

2. Seria węglonośna namuru, leżąca na zlepieńcach kwarcowych, zawiera dwa horyzonty z pokładami węgla. Stwierdzone pokłady węglowe horyzontu dolnego, leżące bliżej spągu serii, są grubsze od pokładów w partii stropowej. Pokłady węglowe w zbadanym rejonie nie mają zna-

czenia praktycznego, z uwagi na nieznaczną miąższość i silne zanieczyszczenie materiałem klastycznym. Maksymalna grubość jednego z pokładów horyzontu dolnego nie przekracza 0,40 m, przy czym w środkowej jego partii występuje stałej grubości (ok. 5 cm) przerost płonny.

3. Utwory stefańskie, w różnych miejscach, ułożone są penakordantnie, na podobnych poziomach litostratygraficznych serii namurskiej.

4. W formowaniu się pokrywy osadowej i struktury tektonicznej aktywną rolę odegrały masywy ramowe i głębsze podłoże typu gabra. Tektonika pokrywy osadowej rozwijała się w sposób ciągły od młodszego paleozoiku i jest rezultatem zacieśniania obszaru realizowanego za pośrednictwem uskoków przedłużających się z podłoża w pokrywę osadową. W czasie długotrwałego rozwoju nie ulegał zmianie zasadniczy plan deformacji.

Pracownia Geologii Starych Struktur
Zakładu Nauk Geologicznych PAN

i
Katedra Geologii Ogólnej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław 2, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, w lutym 1969 r.

LITERATURA CYTOWANA

- BEDERKE E. 1929. Die varistische Tektonik mittleren Sudeten. — Fortschr. Geol. Paläont., Bd. 7, H. 23. Berlin.
- BEDERKE E. & FRICKE K. 1943. Das Niederschlesische Gebiet. Waldenburg.
- BUBNOFF S. v. 1931. Die westfälische Sedimentation und die asturische Phase in der innersudetischen Mulde. — Fortschr. Geol. Paläont., Bd. 9, H. 29. Berlin.
- DATHE E. 1904. Blatt Neurode (Geologische Karte). Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- DATHE E. & PETRASCHECK W. 1913. Geologische Übersichtskarte des niederschlesisch-böhmischen Becken. *Ibidem*.
- DON J. 1961. Utwory młodopaleozoiczne okolic Nowej Rudy (The Permo-Carboniferous of the Nowa Ruda region). — Zesz. Nauk. Uniw. (Wr., ser. 5, nr 6. Wrocław.
- DZIEDZIC K. 1957. Stratygrafia, tektonika i paleogeografia górnego karbonu i czernonego spągowca Ziemi Kłodzkiej. — Przewodnik XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- 1960. Niektóre problemy geologiczne związane z kulmową ostrogą Jabłowa — Sudety Środkowe (Quelques problèmes géologiques liées avec le promontoire de Culm de Jabłów — Sudetes Moyens). — Acta Geol. Pol., vol. 10, no. 3. Warszawa.
- 1961. Tektonika kulmowej ostrogi Jabłowa (On the tectonics of the Culm flexure of Jabłów). — *Ibidem*, vol. 11, no. 4.

- 1964. Orientacja otoczków i jej geologiczne znaczenie (The geological significance of the orientation of pebbles). — *Geologia Sudetica*, t. 1. Warszawa.
 - 1965. Stosunek górnego karbonu do podłoża w północno-wschodniej części noworudzkiego rejonu węglowego (The Upper Carboniferous and its substratum in the north-eastern part of the Nowa Ruda coal basin). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 15, no. 2. Warszawa.
 - 1966. Rozwój produktywnej formacji węglowej w Sudetach środkowych (Development of Coal Measures in Central Sudety Mts.). — *Rocz. P. T. Geol.* (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 36, z. 4. Kraków.
 - 1968. Zagadnienie śródkarbońskich dyskordancji w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej (The problem of intra-Carboniferous discordances in the north-western part of the intra-Sudetic Trough). — *Kwartalnik Geol.*, t. 12, z. 1. (Warszawa).
- GROCHOLSKI W.** 1961. Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich (Tectonics of the south-western border of the Sowie Mts. gneiss block — Sudeten Mts.). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 8. (Warszawa).
- HOEPPENER R.** 1955. Tektonik im Schiefergebirge. — *Geol. Rundschau*, Bd. 44, Sonderband. Stuttgart.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H.** 1960. Premiers résultats des études sur les spores du bassin houiller de Nowa Ruda (Basse Silésie). — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 8, no. 4. Varsovie.
- 1966. Namur Zagłębia Noworudzkiego w świetle badań sporowych (Le Namurien du Bassin de Nowa Ruda à la lumière des études palynologiques). — *Geologia Sudetica*, t. 2. Warszawa.
- MEISTER E. & FISCHER G.** 1935. Blatt Schweidnitz — Geologische Übersichtskarte von Deutschland. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- OBERC J.** 1957a. Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla Geologów. Wydawn. Geol. Warszawa.
- 1957b. Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego (Stratigraphy and tectonics of the Upper Carboniferous and Lower Permian in the western part of the Bardo Region — Sudetic Mts.). — *Biul. Inst. Geol.* 123. Warszawa.
 - 1958. Arkusz Nowa Ruda (Mapa geologiczna Sudetów). Inst. Geol. Warszawa.
- PETRASCHECK W. E.** 1939. Die Geologischen Verhältnisse im Nordteil des Neuroder Kohlenreviers. — *Z. Berg-Hütten Salinenwesen Dt. Reich.*, Bd. 87. Berlin.
- SCHÜTZE A.** 1882. Geognostische Darstellung des Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens, Bd. 3, H. 4. Waldenburg.

SUMMARY

ABSTRACT: A description is given of the tectonics of the Carboniferous deposits from the north-eastern part of the Nowa Ruda coal basin at the boundary of the Intrasudetic basin with the Bardo structure. The presence is reported of Lower Namurian siltstones which represent here the passage of the deposits of the Upper Visean into those of the Namurian. The tectonic structure of the young Paleozoic cover on the substratum of gabbroidal rocks is a result of its compression between the thrust blocks. This process was realized by the prolongation of faults from the substratum into the sedimentary cover. The formation of this structure took place gradually beginning with the younger Paleozoic. The hiatus within the Upper Carboniferous deposits is referable to a time of weaker stress. The deformation pattern was not altered during its long development.

The area here discussed represents the north-eastern termination of the Nowa Ruda coal basin which is a part of the Intrasudetic basin. In the east it borders on the Lower Carboniferous region known as the Bardo structure. Near to the gneisses at the southern margin, between Dzikowiec and Nowa Wieś Kłodzka, the Upper Carboniferous cover of the Intrasudetic basin stretches into the Bardo structure (fig. 3).

Along the northern margin, the Lower Carboniferous deposits rest on the Pre-Cambrian gneisses of the Sowie Mts. They begin with a gneissic conglomerate containing gabbro pebbles, followed by a thin horizon of Visean limestones and terminate with a series of shales and greywackes. A similar development of the Lower Carboniferous series is observable near the south-western margin. Near the Wapnica Hill at Dzikowiec these beds are underlain by detrital and massive limestones containing an Upper Devonian *Clymenia* fauna and fragments of the gabbro substratum. The above rocks make up the core of the anticline.

Upper Carboniferous deposits fill in the central part, and are Lower Namurian or Stephanian in age. The Namurian beds are represented at the base by quartz conglomerates passing upward into a coalbearing formation. The deposits of the Stephanian, developed as conglomerates and siltstones, grade into those of the Lower Permian.

Pre-Cambrian gneisses and the gabbro-dabase massif of Nowa Ruda represent the older framing of the area. A graben with a Lower Permian series on the surface occurs between the Nowa Ruda massif and the Bardo structure.

The region here described, including the north-western periphery of the Bardo structure, is of considerable importance in the study of the geology of the Sudetes since it has repeatedly provided evidence of the Sudetic phase of Variscan foldings between the Lower and the Upper Carboniferous. The discordance between the Lower and the Upper Carboniferous rocks has been suggested as the most reliable confirmation of the above suppositions. The present writer (Dziedzic 1965) has shown that the contacts of the two series are mostly tectonic. Owing to differences in the competence of rocks the dislocations along the faults have caused differences in their present arrangement. Fragments of Lower Namurian siltstones, representing a passage into the silty-clayey Upper Visean series, have also been found by the writer. An analysis of the slickensides and of tectonic striae indicate the rotation of the deforming forces.

Additional investigations show that by dislocations the Upper Carboniferous deposits border, all along their length, with older series. The dislocations differentiated in this area are either longitudinal, roughly coinciding with the strike of beds, or shorter — transversal (figs. 1 and 2).

The longitudinal dislocations are sub-parallel to the margins of the adjacent older massifs and of other dislocations in the nearest proximity (figs. 4 and 5). They represent R. Hoepfner's (1955) synthetic faults. The longitudinal dislocations in the

sedimentary cover are due to the compression of the area between the gneisses and gabbro-diabase massifs. The compression was caused by the uplifting of the gneissic block, and, in the first place, it involved the deeper gabbro substratum hidden under the sedimentary cover. New disruptions facilitating compression occurred in this substratum side by side with the already existing Pre-Carboniferous tension dislocation within block II (fig. 5). The dislocations of substratum, converging downwards within block II, were responsible for the formation of faults converging upwards within block IV — (figs. 3, 4, 5). Either block III or block V was elevated along these faults during compression and this eased the stress and favoured the accumulation of deposits in the adjacent depressions. The reduction of the forces of compression led to the stagnation of surficial processes with which is associated the hiatus within the Upper Carboniferous strata.

The slow shifting of the substratal blocks was accompanied by the flexuring and cracking of the sedimentary cover along the faults stretching from the substratum. Thus the deformation pattern of the deeper substratum was gradually realized in the sedimentary cover and was finally expressed as longitudinal dislocations.

Sub-parallel compression occurred side by side with that transversal to the strike of beds. It was caused by the upheaval of the substratum in the Bardo structure, and resulted in the squeezing out of the axial part of depression II, as is demonstrated by the narrow Namurian zone stretching to the vicinity of Nowa Wieś Kłodzka. The reduction of the area by this process was realized by means of transversal faults and the antithetic rotation of blocks. The faults obtuse to the top facilitated the squeezing out of the axial parts of the depression while the blocks widening out in this direction shoved asunder the cover of the overlying rocks contributing to the formation of the Czerwieńczyce graben (IV). Although, geometrically, depression III resembles a gravitational form it came into existence owing to telescopic dislocations.

Taking into account all the tectonic events, registered in the sedimentary cover of the area here discussed, it seems necessary to stress the permanency of the main tendencies in the tectonic development. It is expressed in the deformation pattern, manifested already during the accumulation of deposits, while the Cenozoic disturbances are a reflection of the older structures. The last conclusion agrees with the opinions of numerous authors who discuss the major Sudetic dislocations on a regional scale.

*Laboratory of Old Structures
of the Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences*

*and
Department of General Geology
of the Wrocław University
Wrocław 2, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, February 1969*