

Kazimierz BOGACZ

BUDOWA GEOLOGICZNA PALEOZOIKU DĘBNICKIEGO *

(10 fig.)

Tectonics of the Palaeozoic rocks of the Dębnik region

(10 Figs.)

Treść: Stwierdzono, że głównym rysem budowy „paleozoiku dębnickiego” jest tektonika uskokowa. Przejawy deformacji ciągłych są pośrednio lub bezpośrednio związane z tektoniką uskokową i intruzywną. Systemy kulisowych uskoków i fałdów są wynikiem prawoskrętnego ruchu przesuwczego w podłożu platformy.

1. WSTĘP

Mianem „paleozoiku dębnickiego” określam wystąpienia węglanowych skał dewonu i karbonu na powierzchni w rejonie Krzeszowic między wsiami Paczółtowiec — na północy, Czatkowice — na południu oraz między wsiami Szklary — na wschodzie i Czerna — na zachodzie. W centralnej części tego obszaru, między dolinami Eliaszkówki i Raclawki leży wieś Dębnik. (fig. 1). Tak określony „paleozoik dębnicki” znajduje się w obrębie wypiętrzonej części przedgórze Karpat, a między Szklarami i Czatkowicami buduje północną krawędź zapadliska przedkarpacciego.

Inwentarz stratygraficzny utworów paleozoicznych reprezentuje przedział czasowy od żywetu po namur A. Utwory dewonu (dolomity, wapienie margliste o barwach czarnych, ciemnoszarych lub brunatnych) znane są z centralnej części obszaru w rejonie wsi Dębnik, Dubie, Siedlec i Żbik. Znaczna większość profilu utworów dolnego karbonu (tur-

* Od Redakcji: Praca ukazała się w Materiałach Konferencji Terenowej Czatkowice 15—16 październik 1977: „Problemy tektoniki północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego”, które były dostępne jedynie dla wąskiego kręgu uczestników Konferencji. Śmierć Autora uniemożliwiła Mu przygotowanie artykułu do ogólnodostępnego czasopisma. W tej sytuacji Redakcja przedstawia pracę w pierwotnej wersji, jedynie z drobnymi zmianami natury technicznej. Autor przygotował niniejszą pracę w Instytucie Geologii i Surowców Mineralnych AGH w Krakowie.

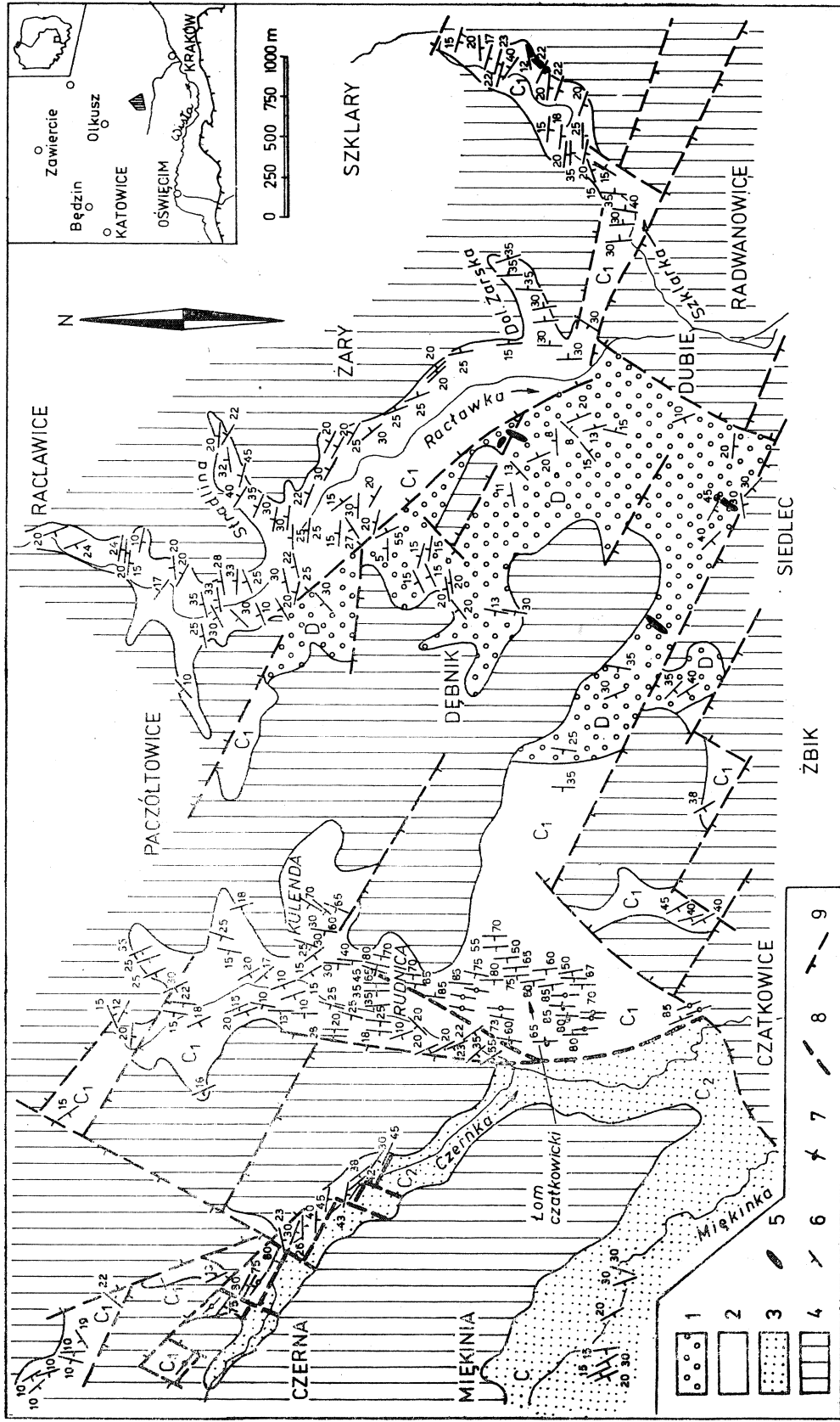


Fig. 1. Szkic tektoniczny rejonu dębnieckiego bez utworów permu, mezozoiku i kenozoiku. 1 — dewon, 2 — karbon dolny, 3 — karbon górny, 4 — mezozoik i kenozoik, 5 — intruzje magmowe, 6 — normalne położenie warstw, 7 — odwrócone położenie warstw, 8 — uskoki wieku wa-rysyjskiego, 9 — uskoki powaryscyjskie

Fig. 1. Tectonic sketch map of the Dębniek area (Permian, Mesozoic and Cainozoic rocks omitted). 1 — Devonian; 2 — Lower Carboniferous; 3 — Upper Carboniferous; 4 — Mesozoic and Cainozoic; 5 — magmatic intrusions; 6 — normal position of strata; 7 — reverse position of strata; 8 — faults of the Variscan age; 9 — post-Variscan faults

nej — wizen górny) reprezentowana jest przez wapienie brunatne lub białe odsłaniające się na obrzeżeniu wychodni dewonu w rejonie wsi Szklary, Paczółtowice, Raclawice, Czerna i Czatkowice. Przejście od wizeny do namuru A dokonuje się w obrębie kompleksu iłowcowo-mułowcowo-piaszczystego warstw malinowickich określanych lokalnie jako warstwy miękińskie. Te ostatnie znane są jedynie z południowo-zachodniej części obszaru w dolinie potoku Czernka.

Na obecny obraz budowy paleozoiku dębnickiego wywarło większy lub mniejszy wpływ kilka okresów wzmożonej aktywności tektonicznej od dewonu poczynając a kończąc na trzeciorzędzie. Deformacje jednak, które zakończyły się u schyłku karbonu, wywarły decydujące piętno na budowie omawianego obszaru i przez wszystkie późniejsze okresy zachowały swoją indywidualność tektoniczną ulegając jedynie nieznacznym, lokalnym przemodelowaniom. Ta indywidualność tektoniczna obszaru o szczególnym położeniu na tle budowy geologicznej południowej Polski sprawiła, że stał się on przedmiotem zainteresowania badaczy wielu pokoleń. Równocześnie stanowił punkt wyjścia do formułowania, sprzecznych niekiedy, hipotez i poglądów odnośnie do genezy i stosunku do Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW). Szerokiego omówienia poglądów dokonał S. Siedlecki (1954) zestawiając równocześnie niemal kompletną literaturę przedmiotu. Po roku 1954 wypowiedział się na ten temat dwukrotnie W. Zajączkowski (1964, 1975). Cały omawiany obszar nie doczekał się jednolitego, publikowanego opracowania kartograficznego w dostatecznie dużej skali (fig. 1). Doskonałe skądinąd mapy S. Zaręcznego (1894) i S. Doktorowicz-Hrebnickiego (1955) z racji małej skali nie nadają się do rozważań szczegółowych. Mapa F. Rutkowskiego (1928) obejmuje tylko wschodnią część omawianego obszaru, ostatnie zaś publikowanie opracowania W. Zajączkowskiego są tylko szkicami tektonicznymi ilustrującymi poglądy tego autora (1964), bądź w formie bardziej szczegółowej traktują o budowie tylko zachodniej części interesującego nas obszaru (1975).

Główne tendencje w dotychczasowych interpretacjach tektonicznych przyjmowanych dla paleozoiku dębnickiego i północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w ogólności dają się ująć w następujących punktach:

1. Zdecydowanie dominujący jest pogląd, wypowiedzany w mniej lub bardziej skrajnej formie, o fałdowej budowie tego obszaru.
2. W większości przypadków począwszy od S. Zaręcznego (1894) jako główne kierunki strukturalne przyjmowane są NWW—SEE oraz NNE—SSW lub południkowy (fig. 2).
3. Kierunek SW—NE przewija się wielokrotnie w nawiązaniu do tektoniki obszaru dębnickiego bądź to pośrednio jako „zagadnienie grzbietu Dębnicko-Siewierskiego”, bądź też wprowadzony przez J. Jarosza (1926) dla wypiętrzenia Radwanowicko-Raclawickiego. Autor ten pi-

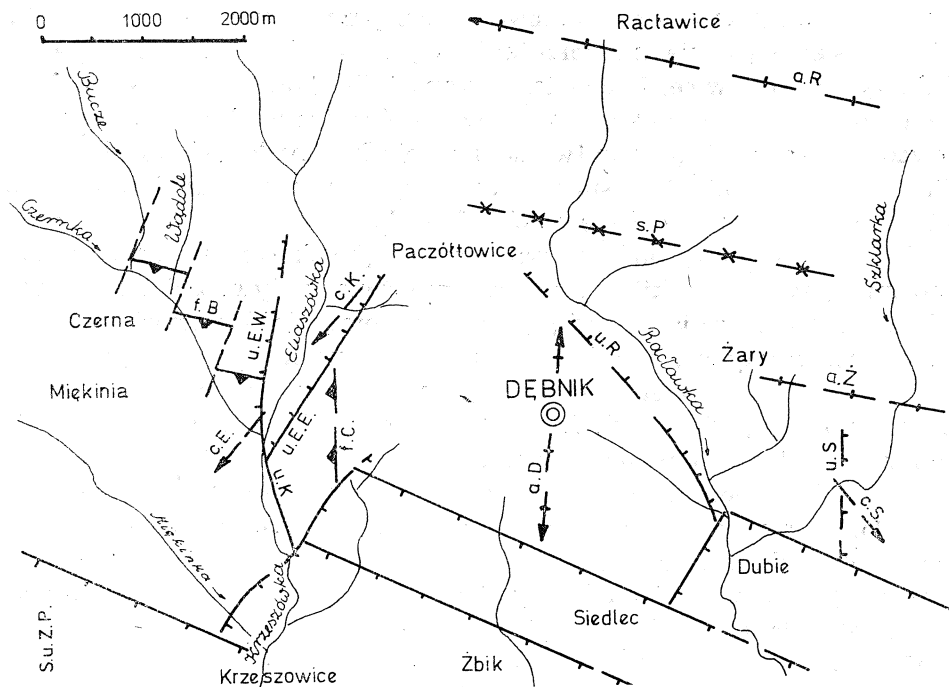


Fig. 2. Szkic tektoniczny paleozoiku dębnickiego. a.Ż. — antyklina Żar, s.P. — synklina Paczółtowie; a.R. — antyklina Raclawic; a.D. — antyklina Dębnika; f.C. — fleksura Czatkowic; f.B. — fleksura Czernej; u.K. — uskoczek Krzeszówki; u.E.W. — uskoczek zachodni Eliazszówki; u.E.E. — uskoczek wschodni Eliazszówki; u.R. — uskoczek Raclawki; u.S. — uskoczek Szklarki; c.K. — centryklina Kulendy; c.E. — centryklina Eliazszówki; c.S. — centryklina Szklarki; S.u.Z.P. — strefa uskoczków zapadliska przedkarpackiego

Fig. 2. Tectonic sketch map of the Palaeozoic of Dębnik. a.Ż. — Żary anticline; s.P. — Paczółtowie syncline; u.E.E. — Eliazszówka Eastern fault; u.E.W. — Eliazszówka Western fault; u.R. — Raclawka fault; a.R. — Raclawice anticline, u.S. — Szklarka fault, a.D. — Dębnik anticline, c.K. — Kulenda centricline, f.C. — Czatkowice flexure, c.E. — Eliazszówka centricline, f.B. — Czarna flexure, c.S. — Szklarki centricline, u.K. — Krzeszówka fault, S.u.Z.P. — the zone of the Carpathian foredeep faults

sze wprawdzie w tekście o kierunku tego wypiętrzenia 118—120°, ale z załączonej mapy wynika, że kierunek ten równy jest 145—150°, czyli NW—SE. Taka też tendencja przyjmowana jest dla całej antykliny Dębnika, co w ostatnich latach przyjął również W. Zajaczkowski (1964, 1975).

4. Znamienny jest fakt, że o ile fałdowa budowa obszaru paleozoiku dębnickiego była i jest wyraźnie preferowana, to istnienie uskoczków było wprawdzie dostrzegane, ale przypisywano im drugorzędną, marginesową rolę, bądź to podporządkowując tektonice fałdowej bądź też wiążąc ich powstanie z młodszymi okresami. Waryscyjskiej tektonice uskockowej nie przypisuje się na północno-wschodnim obrzeżeniu GZW większej roli w formowaniu obecnego kształtu jego budowy.

5. Nowym elementem wprowadzonym przez W. Zajączkowskiego do rozważań nad budową interesującego nas obszaru jest zwrócenie uwagi na uskoki przesuwcze w dolinie Czernki (1975) oraz sugestia o istotnej roli skał intruzywnych w kształtowaniu formy tektonicznej antykliny Dębника.

2. ZARYS TEKTONIKI PALEOZOIKU DĘBNICKIEGO

W budowie paleozoiku dębnickiego wyróżniają się trzy główne typy form tektonicznych, ściśle ze sobą związanych genetycznie. Każda z nich przywiązana jest jednak w sposób dominujący do określonego obszaru, chociaż rysy innych są w niej niekiedy zauważalne (J. Krokowski w druku). Pomędzy poszczególnymi formami głównymi istnieją formy przejściowe. W związku z tym wyróżnić tu można (fig. 2, 3):

1. Obszar zachodni — położony na zachód od dolin potoków Eliaszkówka i Krzeszówka. Dominującą formą tektoniczną jest tutaj fleksura Czernej o kierunku NWW—SEE (fig. 3).

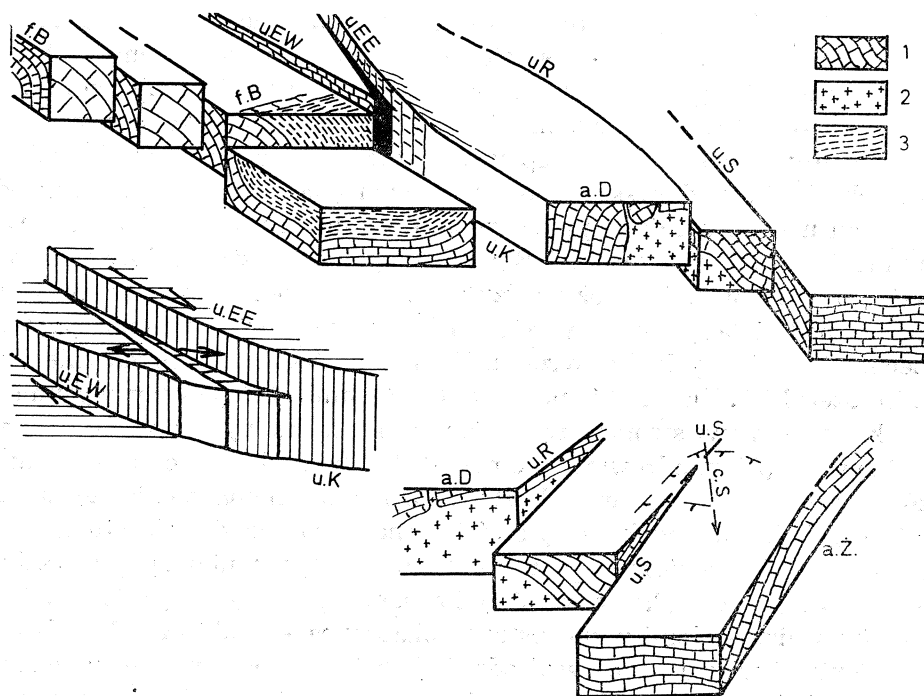


Fig. 3. Schemat budowy paleozoiku dębnickiego. 1 — dewon — karbon dolny węglanowy; 2 — porfir; 3 — warstwy malinowickie; pozostałe symbole jak na fig. 2

Fig. 3. The scheme of the Palaeozoic of Dębno. 1 — Devonian — Lower Carboniferous (Kohlenkalk); 2 — porphyry; 3 — Malinowice Beds (Upper Viséan-Namunien); other symbols as in Fig. 2

2. Obszar centralny — obejmujący właściwą antyklinę Dębника o kierunku NNE—SSW, położony pomiędzy dolinami Eliaszkówki i w przybliżeniu Raclawki (fig. 3).
3. Obszar wschodni i północny położony na wschód od doliny Raclawki i na północ od wsi Paczółtowie. Dominującymi formami tektonicznymi są tutaj płaskie fałdy o kierunku NWW—SEE (fig. 3).

Obszar zachodni

Charakterystyczną cechą budowy obszaru zachodniego jest występowanie kompleksu wapieni dolnego karbonu i warstw malinowickich oraz zróżnicowanie biegów i upadu warstw w jego częściach: południowej, północnej i wschodniej.

Warstwy malinowickie, a być może również wyższe ogniwa warstw grupy brzeźnej (podścielające utwory triasu), występują w dnie doliny Czernki i budują podnóże jej południowego stoku. Wyjątkowo pojawiają się one na stoku północnym. Stosunek kompleksu tych warstw do niższych skał węglanowych górnego wizeny nie jest znany.

Kompleks mułowcowo-łupkowy warstw malinowickich odsłonięty jest u podnóża północnego stoku doliny Czernki w odległości około 300 m na południowy wschód od odsłonięcia wapieni górnego wizeny w łomie „Nad młynem” (fig. 4). Stratygraficzną odległość, po dokonaniu odpowiednich redukcji, ocenić można na 150—200 m. W roku 1976 w wykopach fundamentu stwierdzono występowanie szarych, cienkopłytowych łupków ilastych. W. Zajączkowski wspomina o nich (1964 str. 10—11) przy odsłonięciu u wylotu dzisiaj już zasypanej, sztolni Kajzera. Od łomu „Nad młynem” do zbiegu Czernki i Eliaszkówki północny stok doliny ma charakter osuwiskowy. Na stoku pełnie zarówno zwietrzelina warstw retu, jak też podścielających je warstw malinowickich, brak natomiast oznak obecności wapiennych skał wizeny. Morfologia tego stoku przed zbiegiem dolin Czernki i Eliaszkówki ulega nagłej zmianie. Od północy wysunięta jest ku południowi stroma grzęda skalna, którą budują wapień wizeny środkowego (Alexandrowicz, Mameł 1973). W nich to od strony Eliaszkówki założony jest „łom Łabuzka”. Ta nagła zmiana morfologii stoku w jego południowo-wschodniej części zaznacza się na skutek istniejącego tu kontaktu skał o różnym charakterze. Wzdłuż południowej powierzchni uskoku (fig. 1 i 2) łupkowe warstwy karbonu i przykrywające je warstwy ilasto-marglisto-dolomityczne pstręgo piaskowca kontaktują od zachodu, z wapieniami wizeny — od wschodu. Uskok ten określany dalej jako „zachodni uskok Eliaszkówki” (fig. 2) jest obecnie niewątpliwie wieku po-triasowego, a jego zrzut ku zachodowi wynosi co najmniej 30 m. Bieg jego powierzchni, o tendencji południkowej, śledzi się na odcinku co najmniej 1200 m wzdłuż zachodniego stoku doliny Eliaszkówki w uchodzących do niej od zachodu kilku wąwozach.

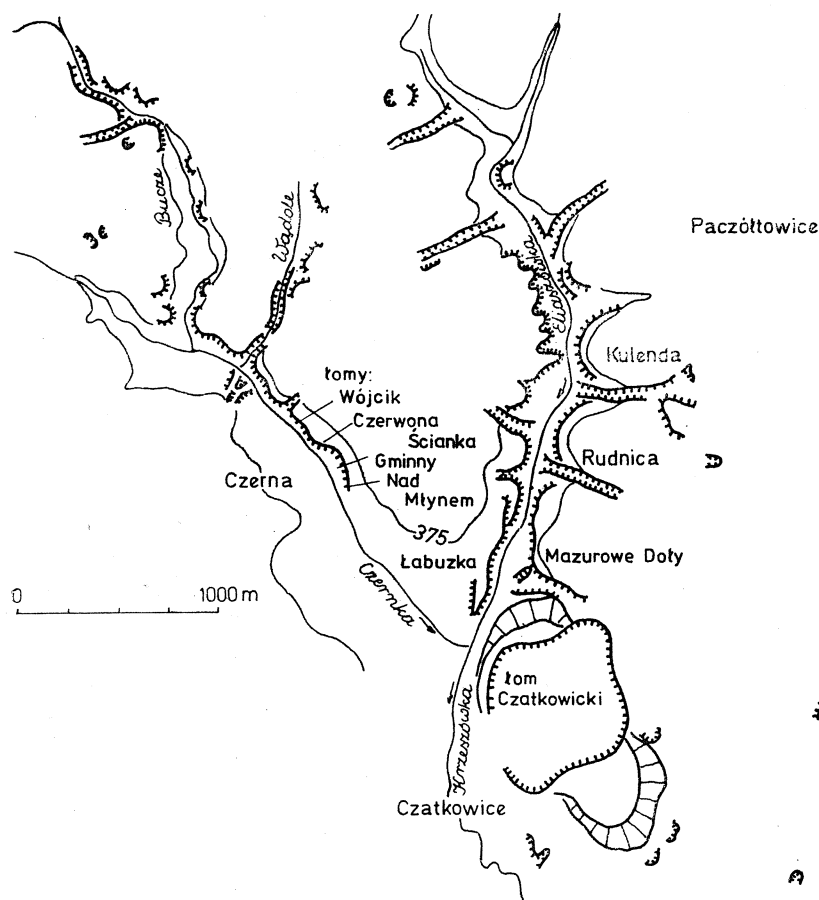


Fig. 4. Lokalizacja dolin i ważniejszych odsłoneń obszaru zachodniego
 Fig. 4. Localization of valleys and significant outcrops of the Western area

Założenia zachodniego uskoku Eliaszkówki są jednak wieku paleozoicznego i jako taki ma on prawoskrętny, przesuwczy charakter. Dowodzi tego przesunięcie o około 500 m ku północy domniemanej granicy „wapienie — łupki”, w jego zachodnim skrzydle (fig. 1).

Zróznicowanie biegów i upadów warstw pozwala na wyróżnienie w obrębie obszaru zachodniego zindywidualizowanych pod tym względem stref.

Strefa południowa

W kierunku północno-zachodnim wzdłuż lewego brzegu doliny Czarnki, poczynając od łomu „Nad młynem” odsłaniają się wapienie wizenu o biegu warstw NWW—SEE i upadzie skierowanym ku SSW pod kątem 40—90°. Budują one tutaj skłon i górny przegub fleksury Czernej.

Strefa północna

Na północ od wąskiej strefy południowej upad warstw wapieni szybko ulega zmniejszeniu i waha się w granicach 0—20°. Połogo leżące warstwy strefy północnej odsłaniające się w północnych dopływach Czerunki należą do wiszącego skrzydła fleksury Czernej.

Fleksura Czernej przecięta jest w poprzek przez kilka powierzchni uskoków o biegu 20—30°. Wzdłuż nich dokonało się poziome przesunięcie powstałych w ten sposób oddzielnych bloków (Zajączkowski 1975, fig. 3; Krokowski fig. 18 w druku). Ich układ jest kulisowy. Każdy blok wschodni przesunięty jest ku południowi w stosunku do sąsiadującego z nim bloku zachodniego. Ponadto każdy blok zachodni zdaje się być dźwignięty w stosunku do wschodniego. Równocześnie w kolejnych blokach zachodnich coraz starsze ich skały węglanowe kontaktują od północy z warstwami malinowickimi od południa.

Fleksura Czernej przecięta jest również przez powierzchnię uskoku skośnego. Tnie ona fleksurę skośnie do jej osi. Wzdłuż tej powierzchni kontaktują ze sobą wapienie skłonu i górnego przegubu fleksury Czernej — od północnego wschodu, z warstwami malinowickimi skłonu i dolnego przegubu fleksury — od południowego zachodu (fig. 3). Charakter tej powierzchni uskokowej budzi najwięcej kontrowersji. W. Zajączkowski (1964, 1975) określa ją jako powierzchnię odklucia płasko nachyloną do NE. Po tej powierzchni został przesunięty na znaczną odległość fragment fałdu, którego czoło znajduje się w Czernej.

Według tutaj prezentowanej interpretacji ciągła deformacja Czernej jest przegięciem fleksuralnym. Jest ono przecięte przez powierzchnię uskoku skośnie do osi. Nie jest wykluczone, że uskoki ten jest odwrócony a jego powierzchnia stromo nachylona ku NE, co jest często obserwowane w przegubowych strefach fleksur. Wersja o płaskim, połym nasunięciu jest nie do przyjęcia w świetle obecnie znanych i dostępnych danych.

Argumenty przytoczone w publikowanych materiałach W. Zajączkowskiego z jednej strony są niejednoznaczne, z drugiej zaś dotyczą różnych problemów (np. stosunek wapieni wizenu do zlepieńca myślachowickiego w dolinie Kamienic i wiercenie w Czernej środkowej).

Wylot doliny Wądole zajmuje szczególną pozycję w budowie doliny Czerunki. W dolinie tej bowiem odsłonięcia wapieni karbońskich znajdują się w ogromnej większości na NE jej stoku. U wylotu dolin Wądole ma miejsce jedyny przypadek, w którym wapienie te znajdują się na południowo-zachodnim jej stoku. Budują one tutaj izolowaną skałkę o niewielkich rozmiarach. Jej kontakt od północnego zachodu z warstwami malinowickimi nie ulega wątpliwości natomiast nie są znane dowody, z czym wapienie tej skałki kontaktują od południowego wschodu, a tym samym czy łączą się z wapieniami odsłoniętymi po przeciwnej stronie doliny. Na południe od tej izolowanej skałki znajduje się głęboko wcięta nisza

osuwiskowa i krawędź doliny cofnięta jest głęboko ku południowemu zachodowi. W niszy osuwiskowej znajdują się liczne wysięki wody i źródła, a stok opada połogo ku dolinie nie zdradzając swoim charakterem, aby w podłożu były skały wapienne. W środkowej części tej prawobrzeżnej skałki znajduje się nieczynny dzisiaj łom, w którym eksploatowano kalcyt (polski onyks) wypełniający kilkumetrowej szerokości szczelinę o biegu 20° i upadzie 60° ku zachodowi. Wśród wapieni w środku tego łomu zlokalizowany był otwór wiertniczy opisany przez W. Zajączkowskiego (1964, 1975). W profilu tego otworu stwierdzono pod wapieniami dolnego karbonu warstwy od tych skał młodsze. Profil ten jest głównym argumentem dla przyjmowanej przez W. Zajączkowskiego powierzchni płaskiego nasunięcia fałdu Czernej od północnego wschodu. Argument ten jakkolwiek ważki nie jest jednoznaczny a przytaczany dodatkowo profil geoelektryczny w tak istotnej sprawie nie może mieć ostatecznej wartości dowodowej.

Po przeciwnej stronie doliny Czernki na jej NE stoku, tuż na północny zachód od ujścia doliny Wądole, stwierdzono szczelinę o szerokości 0,6 m wypełnioną kalcytem. Tnie ona w poprzek warstwy na stoku. Szczelina posiada bieg 20° , a jej kąt upadu skierowany jest ku wschodowi. Szczelina ta w swoim intersekcyjnym obrazie, na stoku i północnym grzbiecie tworzy łuk wygięty ku zachodowi, zaś jej przedłużenie na południowy stok doliny Czernki zdaje się obcinać od NW prawobrzeżną, izolowaną skałkę (Zajączkowski 1975, fig. 3). Wzdłuż tej szczeliny na lewym stoku doliny Czernki kontaktują ze sobą wapienie o kącie upadu $80-90^\circ$ — po jej stronie północno-zachodniej z wapieniami o kącie upadu $20-30^\circ$ — po jej stronie południowo-wschodniej. Na prawym brzegu doliny wapienie izolowanej skałki przesunięte są wzdłuż tej powierzchni co najmniej o 120 m ku SW i kontaktują od północnego zachodu z warstwami malinowickimi.

Nie kwestionując faktów stwierdzonych przez W. Zajączkowskiego w otworze wiertniczym Czerna środkowa, nie sposób zgodzić się z ich interpretacją nie dlatego, że nie jest to możliwe, lecz dlatego, że dowody nie są jednoznacznie przekonujące, a konsekwencje ogromne. Dane pochodzące z literatury (Kowalski, Kreutz, Nikiel, Nowak 1926, Nowak, Zerndt 1935) lansujące pogląd o plikatywnej tektonice paleozoiku w dolinie Czernki także nie są niestety dostatecznie udokumentowane. Badania prowadzone przez autora w ostatnich latach, mimo że nie wykluczono możliwości takiej interpretacji, nie dostarczyły dowodów przemawiających na korzyść plikatywnych nasunięć.

Strefa wschodnia

Strefa ta zasługuje na szczególną uwagę. Znajduje się ona w dolinie Eliaszkówki i ograniczona jest jej uskoki: wschodnim i zachodnim. W obydwu przypadkach skrzydła zachodnie uskoków są zrzucenymi. Ich

powierzchnie schodzą się u ujścia doliny Eliazówki tworząc na mapie klin, którego wierzchołek leży właśnie w tym miejscu (fig. 1). Bieg warstw w dolinie Eliazówki i na jej stokach posiada w zasadzie kierunek południkowy, upad skierowany jest ku zachodowi, a kąt upadu zmienia się, wzrastając znacznie z zachodu na wschód od 15—90° (fig. 5). Wapienie środkowego i dolnego wizenu budują tutaj dolny przegub i skłon południowej fleksury Czatkowic rozwiniętej w zachodnim skrzydle antykliny Dębника (por. J. Krokowski fig. 1, w druku).

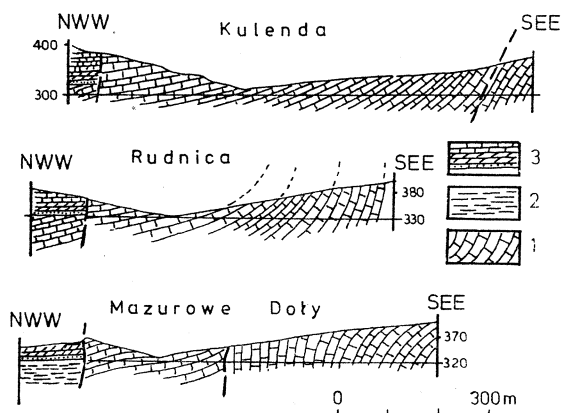


Fig. 5. Syntetyczne przekroje przez dolinę Eliazówki. 1 — wapienie szare — wizen — turnej; 2 — łupki i piaskowce warstw malinowickich — wizen górny — namur A; 3 — ły, piaski — dolomity, wapienie — trias

Fig. 5. Synthetic cross-section of the Eliazówka Valley. 1 — Grey limestones (Visean — Tournaisian); 2 — Shales and sandstones of Malinowice Beds (Upper Visean — Namurian); 3 — Clays, sands, dolomites, limestones (Triassic)

W części południowej tej strefy, u wylotu wąwozu Mazurowe Doły (fig. 1 i 4) bieg warstw posiada kierunek SE—NW. Kąt ich upadu z NE na SW szybko rośnie od 25—55°, co widoczne jest w łomie Łabuzka. Podobną sytuację obserwuje się w wąwozie Kulenda, gdzie warstwy o biegu SE—NW zapadają ku SW, i w tym też kierunku stopniowo maleje kąt upadu warstw od 30—15°. Zmiana biegu warstw z południkowego na SE—NW nasuwa interpretację, że mamy tu do czynienia w bliskim sąsiedztwie wschodniego uskoku Eliazówki z zachowanymi fragmentami struktur centryklinalnych, które powstały w początkowym etapie tworzenia się uskoku zawiasowego. W strefie ówczesnego jego wygasania utworzyła się wówczas, na przejściu od warstw o biegu południkowym (w skrzydle wiszącym) do warstw o biegu równoleżnikowym (w skrzydle zrzuconym) — centryklina o osi nachylonej ku SW. W późniejszych etapach rozwoju wschodniego, zawiasowego uskoku Eliazówki i zwiększenia się jego zrzutu fragmenty centrykliny zostały odcięte od skrzydła wiszącego. Dzisiaj zaznaczają się w obrazie intersekcyjnym w postaci ciągu pomiarów ułożenia warstw tworzących łuk wygięty ku NE.

W obrębie obszaru zachodniego reprezentowane są fragmenty dwu różnych fleksur o osiach omal do siebie prostopadłych (fig. 3). Pierwsza z nich, której górny przegub i skłon obserwuje się w północnym stoku doliny Czernki, określana jako „fleksura Czernej”, posiada oś o kierunku NWW—SEE (J. Krokowski fig. 1 w druku). Druga natomiast, której dolny przegub i skłon obserwuje się na wschodnim stoku Eliaszkówki posiada oś o kierunku zbliżonym do południkowego. Jest ona integralną częścią fleksury czatkowickiej rozwiniętej w zachodnim skrzydle antykliny Dębnika. Fleksury Czernej znajduje się w jej zrzuconym skrzydle. W dolinie Eliaszkówki dokonują się zatem przejścia fleksury Czernej w zachodnie skrzydło antykliny Dębnika reprezentowane przez fleksurę Czatkowic. Obie te formy tektoniczne są ze sobą związane w jedną, nierozzerwalną geometrycznie całość.

Obszar centralny

W obszarze centralnym leży cała właściwa antyklina Dębnika. Jest ona asymetryczną brachy-formą lub wręcz kopułą o osi południkowej przesuniętej ku wschodowi i nachylonej ku północy i ku południowi. Północny kąt nachylenia osi ocenić można na około 7° (J. Krokowski fig. 1, 1980), południowy natomiast jest trudny do jednoznacznego określenia. Istnieje duże prawdopodobieństwo, że obecnie obserwowane kąty upadu warstw paleozoiku w południowej części omawianego obszaru są sumą odkształceń przed i pomezozoicznych. Znajdują się one bowiem w bezpośrednim sąsiedztwie strefy uskoków kulisowych północnej krawędzi zapadliska przedkarpackiego. Problem wpływu tektoniki trzeciorzędowej na kształtowanie się upadu warstw paleozoiku w tej strefie pozostaje od czasów Rutkowskiego otwarty. Bez względu jednak na to, w jakim stopniu uskoki trzeciorzędowe miały wpływ na zwiększenie się kąta nachylenia osi, zdaje się ono nie ulegać wątpliwości, problem jest jednak ilościowy (J. Krokowski 1977).

Jądrową część antykliny Dębnika budują dolomity i wapień żywetu, a częściowo także wapień franu i famenu. W skrzydłach natomiast reprezentowane są utwory szerokiego przedziału czasowego od famenu po środkowy wizen.

Na zachód od Dębnika, w szerokim pasie sięgającym po dolinę Eliaszkówki i Krzeszówki a rozciągającym się od Paczółtowic na północny, po Żbik i Czatkowice Górne — na południu, obserwuje się utwory budujące zachodnie skrzydło antykliny. Bieg warstw posiada tu tendencję południkową, a kąt upadu ku zachodowi stopniowo wzrasta w tym kierunku. W kilku znanych łomach Dębnika wynosi $25\text{--}30^\circ$ i takie ułożenie warstw utrzymuje się co najmniej po południowy odcinek drogi z Czatkowic Górnych do Dębnika. Stąd dalej ku zachodowi kąt upadu stopniowo wzrasta, aby w najwyższej, wschodniej części łomu czatkowickiego osiągnął

nąć wartość 50—60° (fig. 6). W łomie czatkowickim dokonuje się, w ciągle odsłoniętym przekroju, zmiana kąta upadu warstw do 90° w jego części centralnej. Tę strefę, odznaczającą się dużymi upadami warstw, śledzi się na północ od łomu, na wschodnim stoku doliny Eliaszkówki aż po górny bieg wąwozu Kulenda. Tam strefa ta jest stosunkowo wąska, a ku wschodowi zaznacza się również zmniejszenie kąta upadu warstw.

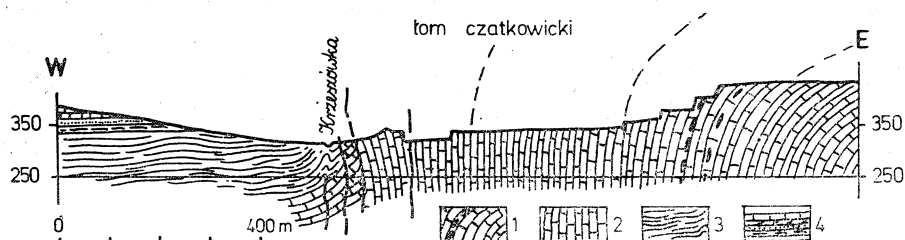


Fig. 6. Syntetyczny przekrój przez łom czatkowicki. 1 — wapienie szare z krzemieniami w spągu — tunnej; 2 — wapienie białe lub szare — wizen dolny, środkowy; 3 — łupki, piaskowce warstw malinowickich — wizen górny — namur A; 4 — ily, piaski, dolomity, wapienie — trias

Fig. 6. Synthetic cross-section of the Czatkowice quarry 1 — Grey limestones with flints at the bottom — (Tournaisian); 2 — White or grey limestones (Lower and Middle Viséan); 3 — Shales and sandstones of Malinowice Beds (Upper Viséan — Namurian A); 4 — Clays, dolomites, sands, limestones (Triassic)

W zachodniej części łomu kierunek upadu warstw skierowany jest ku wschodowi (!), a zmniejszający się stopniowo kąt upadu osiąga wartość 60°. W wyjątkowym przypadku obserwowano kąt 30° ku wschodowi, ale zmiana ta dokonywała się nagle, wzdłuż wypełnionej brekcją powierzchni zluźnienia (J. Krokowski fig. 10, 1980). Strefa warstw obalonych o kątach upadu rzędu 80° ku wschodowi zaznacza się już tylko na bardzo krótkim odcinku, na północ od łomu. Jest tam obcięty przez powierzchnię wschodniego uskoku Eliaszkówki.

W łomie czatkowickim obserwuje się zmianę kierunku biegu warstw. W północnej części wyrobiska jest on południkowy, w południowej zaś części ulega zmianie na NNW—SSE (fig. 1). Łom czatkowicki położony jest na wschodnim stoku doliny Krzeszówki. Na odcinku stoku od wyrobiska po dno doliny brak obecnie odsłoneń. Z pracy F. Rutkowskiego (1928 str. 640) wynika, że były tu odsłoneńca, z których wspomniany autor przytacza szereg pomiarów. Ze względu na wagę informacji cytuję dosłownie: „Na stromym tym stoku (mowa o wschodnim stoku Krzeszówki — przyp. mój) notowałem upady. Niedaleko rowu krzeszowickiego 21°NW 280°, 16°NW 290°, 45°NW 245°, 35°SW 265°. O kilkadziesiąt metrów dalej ku północy: 20°SW 260°, 20°W 270°, 30°W 270°, 43°W 265°, 20°NW 275°, 24°SW 250°. W połowie odległości pomiędzy rowem krzeszowickim a ujściem Czernki (czyli u podnóża obecnego łomu czatkowickiego — przyp. mój): 35°W 270°, 20°SW 265°, 30°NW 275°, 36°W 270°,

28°SW 265°, 23°SW 265°. Naprzeciw ujścia Czernki: 14°SW 210°, 22°SW 210°. Na rogu wąwozów Mazurowych dołów pod szczytem: 13°NW 295°, 40°NW 285°, 30°NW 280°, 38°NW 290°. Z przytoczonych danych wynika, że na zasłoniętym obecnie, wschodnim stoku Krzeszówki kierunek upadu warstw jest ponownie zachodni, a kąt upadu ulega znacznemu zmniejszeniu (waha się od 20—40°) w stosunku do tego, co obserwuje się w położonym wyżej łomie czatkowickim.

Zawarte tu informacje posiadają doniosłe znaczenie dla interpretacji budowy całej struktury omawianego obszaru, z czego doskonale zdawał sobie sprawę ich autor. Najprawdopodobniej, między innymi na ich podstawie, odnosił wrażenie, że na wschodnim stoku doliny mamy do czynienia z fleksurą lub nawet uskokiem przebiegającym wzdłuż doliny Krzeszówki poniżej ujścia Czernki.

Na podstawie przytoczonych faktów nasuwa się interpretacja, że zachodnie skrzydło antykliny Dębnika wykształcone jest w postaci fleksury określanej mianem „czatkowickiej”. Jej górny przegub o osi południkowej (J. Krokowski fig. 1, 1980) i skrzydło wiszące znajdują się na wschód od dolin Krzeszówki i Eliaszkówki. Stoki tych dolin budują utwory dolnego karbonu wchodzące w skład skłonu fleksury. W łomie czatkowickim odsłonięte są warstwy górnego turneju dolnego i środkowego wizenu budujące skłon fleksury czatkowickiej i jego przejście w strefę górnego przegubu. U podnóża wschodnich stoków dolin Krzeszówki i Eliaszkówki zachowały się fragmenty dolnego przegubu fleksury czatkowickiej (fig. 6). Równocześnie w jej osiowej strefie, na wschodnim stoku Krzeszówki, przebiega płaszczyna uskoku o kierunku południkowym. U zbiegu dolin Eliaszkówki i Czernki ulega ona rozszczepieniu, a jej dynamicznym ekwiwalentem są obydwie uskoki Eliaszkówki. Zachodni przecina skrzydło zrzucone fleksury, wschodni natomiast tnie skośnie jej skłon i strefę przegubu. Na południe od zbiegu Eliaszkówki i Czernki, wzdłuż strefy płaszczowiny uskoku Krzeszówki, kontaktują ze sobą utwory wizenu skrzydła wiszącego (uskoku i równocześnie przegubu fleksury) — od wschodu, z warstwami malinowickimi skrzydła zrzuconego — od zachodu (fig. 6).

Jądrowa część antykliny i jej wschodnie skrzydło odsłaniają się w Dębniku; na północ, południe i wschód od tej wsi. Tę część struktury skośnie przecina złożona powierzchnia uskoku o wypadkowym kierunku biegu NW—SE (fig. 1). Tę złożoną powierzchnię śledzi się jedynie pośrednio od ujścia doliny Zbrzy, wzdłuż zachodniego stoku doliny Racławki po wschodnią część wsi Paczółtowie. W południowo-zachodnim, wiszącym skrzydle uskoku zachowała się znaczna część antykliny Dębnika, której jądro budują węglanowe skały dewonu (żywet, fran i niższa część famenu). W północno-wschodnim, zrzuconym skrzydle uskoku fragment antykliny budują widoczne na powierzchni wapienie serii stromatoporowo-onkolitowej famenu (wg ostatnich wyników badań A. Balińskiego, skałki stromatoporowe zaliczane dotychczas do dolnego karbonu

okazały się wieku fameńskiego). W konsekwencji wzdłuż powierzchni uskoku kontaktują ze sobą utwory niższych ogniw dewonu (żywet, fran i niższy famen) skrzydła wiszącego z utworami famenu skrzydła zrzuconego.

Uskok jest zawiasowy i ma cechy przesuwczego, prawoskrętnego. Jego zrzut w części południowej wsi Dubie daje się szacować na co najmniej 300 m, natomiast w części północnej w rejonie Paczółtowic, jeśli nie zanika, to w każdym razie znacznie maleje. Rola i charakter uskoku nie zostały do końca wyjaśnione od czasów Rutkowskiego.

W tym miejscu wspomnieć należy o przejawach magmatyzmu notowanych w obrębie antykliny Dębника. Znane są tu bowiem od dawna dajki porfirowe o biegu $30-40^\circ$ (Kozłowski 1955), których występowanie koncentruje się we wschodniej części antykliny i w dolinie Szklarki. W otworze wierniczym zlokalizowanym na południe od łomu dolomitu w Dubiu, pod niegrubą stosunkowo pokrywą węglanowych skał dewońskich osiągnięto porfir, który nie został przebity na odcinku kilkuset metrów. Przejawy termicznych zmian w wapieniach dewońskich stwierdzone zostały w łomie Karmelickim w Dębniku (M. Buczek 1965) i innych punktach rejonu Dębника (S. Kozłowski 1955).

Na obecnym etapie badań nasuwa się przypuszczenie, że notowane wystąpienia dajek i sillów oraz zmienionych termicznie skał węglanowych antykliny Dębника związane są z obecnością tutaj większego ciała magmowego w podłożu skał osadowych budujących jądro antykliny. Utwierdzają w tym przekonaniu wyniki wiercenia w Dubiu. Jest wielce prawdopodobne, że wzorem Zalasu (Dżułyński 1955) i małych rozmiarów sillów stwierdzonych w Szklarce (Kozłowski 1955), porfiry tworzą lakkolit lub fakolit a procesowi jego kształtowania zawdzięcza swą budowę antykлина Dębника. Podobną interpretację przyjmował W. Zajączkowski (1964) w nieco innym ujęciu. Być może ta intruzja porfirowa pozostaje w związku z opisaną wyżej strefą uskokową, a szczeliny tensyjne towarzyszące tej prawoskrętnej, przesuwczej deformacji zostały wykorzystane przez dajki Siedlca i Dubia. Jądrowa część antykliny Dębника odsłonięta jest w rejonie wsi Dębник i w dolinie Zbrzy oraz na północ i południe od niej. W łomach Dębника zaznacza się wyraźnie peryklinalne zamknięcie antykliny wskazujące na nachylenie osi ku północy. W dolinie Zbrzy mimo zmienności kierunku biegu warstw oraz małego kąta ich upadu (dowodzących generalnie płaskiego ułożenia warstw w tej części struktury) obserwuje się ukierunkowaną tendencję zmiany biegu warstw z południkowego ($358/10-13/W$) — w górnym biegu doliny, poprzez zbliżony do równoleżnikowego ($90-120/10-20/N$) — w środkowym jej biegu, do ponownie południkowego, lecz o upadach skierowanych ku wschodowi ($350/13-20/E$) — w dolnym biegu doliny. Taki stan rzeczy utrzymuje się w zasadzie od Dębника po wspomnianą wyżej strefę uskokową. Na północny wschód od tej strefy, w dolinie Raclawki i dolnych

biegach dolin: Szklarki, Żarskiej i Stradliny, obserwuje się wzrost kąta upadu warstw i ustalony ich bieg. Zmienia się on stopniowo i konsekwentnie w miarę przechodzenia doliny ku północnemu zachodowi.

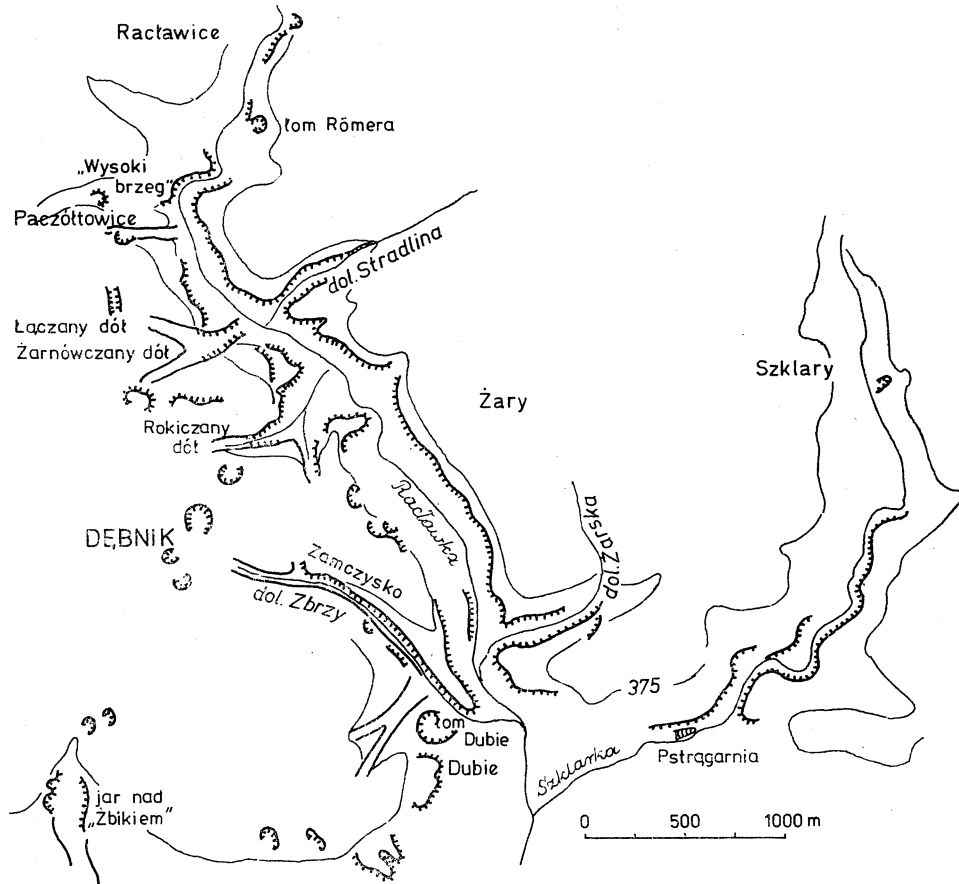


Fig. 7. Lokalizacja dolin i ważniejszych odsłoneń obszaru wschodniego
Fig. 7. Localization of valleys and significant anticrops of the Eastern area

W południowej części dorzecza Raclawki, w dolnych częściach dolin Szklarki i Żarskiej bieg warstw jest południkowy, a kąt upadu waha się $30-45^\circ$ ku wschodowi (fig. 1). Na północny zachód od ujścia doliny Żarskiej, na wschodnim stoku doliny Raclawki bieg warstw ulega stopniowo zmianie przyjmując kierunek 345° , a równocześnie kąt upadu warstw ulega zmniejszeniu i waha się od $20-25^\circ$. Około 800 m poniżej ujścia doliny Stradlina, na wschodnim stoku Raclawki obserwuje się dalszą, stopniową zmianę biegu warstw zmierzającą do położenia równoleżnikowego. Równoleżnikowe ułożenie warstw obserwuje się w skałach wschodniego stoku doliny już 350 m poniżej ujścia doliny Stradlina. Taki układ

warstw w dolinie Raclawki i na jej wschodnim stoku utrzymuje się do wsi Paczółtowiec.

Na zachodnim stoku doliny Raclawki, równoleżnikowy bieg warstw i ich upad ku północy pod kątem 10—30° obserwuje się już w Rokiczanym dole (fig. 7) oraz na jego północnym stoku w tzw. „skałce stromatorowej”. Tutaj przejawia się już tendencja zmiany biegu warstw i ich upadu ku NNW. Tę zmianę wyraźnie obserwuje się na grzędzie morfologicznej obrzeżającej od północy Łączany dół. We wschodniej części grzędy upad warstw skierowany jest ku NNE zaś w wyższej, zachodniej — ku NNW. Tutaj zaznacza się przegub antykliny Dębnika w zrzuconym skrzydle uskoku i w warstwach famenu. Upad warstw ku NNW śledzi się na zachodnim brzegu Raclawki również na północ od Łączanego dołu omal po wieś Paczółtowiec.

Skały opisanego odcinka doliny Raclawki, od dolnego biegu Szklarki po ujście Rokiczanego dołu, budują wschodnie skrzydło antykliny Dębnika (fig. 1). Ku północy przeradza się ono stopniowo w peryklinalne zamknięcie antykliny a równocześnie w południowe skrzydło równoleżnikowej synkliny Paczółtowiec. Cały ten omawiany fragment struktury znajduje się w obrębie zrzuconego skrzydła uskoku i budują go wapienie famenu i turneju.

Obszar wschodni i północny

Na obszarze położonym na wschód i północ od antykliny Dębnika i fleksury Czernej jest stosunkowo mało odsłoneń. Rozmianami wprawdzie nie odbiegają one od znanych z innych stref, jednak są znacznie od siebie oddalone. Stąd interpolacja danych stwarza możliwość większej dowolności w interpretacji. Cechą wspólną warstw obserwowanych tutaj w odsłoneńcach jest ich bieg o kierunku NWW—SEE i podobny kierunek osi struktur fałdowych. Najbardziej na południe położona grupa odsłoneń tego obszaru znajduje się w dolinie Szklarki. Warstwy wapieni famenu (?) i turneju (?) budujące północny stok doliny posiadają bieg południkowy i upad 30—40° ku wschodowi. W dolnym biegu doliny należą one jeszcze do wschodniego skrzydła antykliny Dębnika (fig. 1). Powyżej pstrągarni bieg warstw ulega zmianie o 90° i przyjmuje kierunek NWW—SEE, a kąt upadu warstw skierowany jest ku południowi. Takie ułożenie warstw utrzymuje się po wieś Szklary. Nagła zmiana kierunku biegu warstw wyznacza centryklinę o osi zanurzającej się ku SE (por. J. Krokowski w druku). Centryklina ta znajduje się w strefie wygasania uskoku zawiasowego Szklarki o kierunku zbliżonym do południkowego i zachowała się w jego zrzuconym skrzydle. W tym miejscu dokonuje się przejście od równoleżnikowej formy fałdowej obszaru wschodniego do poprzecznej antykliny Dębnika, obciętej od wschodu przez powierzchnię zawiasowego uskoku Szklarki. Centryklina Szklar powstała

podobnie jak centryklina w dolinie Krzeszówki i Eliaszówki, tzn. w początkowym stadium tworzenia się uskoku zawiasowego o kierunku południkowym w miejscu jego wygasania. W następnych etapach uskoku, kiedy podatność kompleksu skalnego została przekroczona, centryklina została odcięta przez powierzchnię uskoku od jego skrzydła wiążącego. Strefa powierzchni tego uskoku przebiega w miejscu, gdzie znajduje się przerwa między odsłonięciami północnego stoku doliny Szklarki. Centryklina ta nie stanowi zatem samodzielnej, pierwotnej formy fałdowej o kierunku osi NW—SE, lecz powstała w wyniku nałożenia się deformacji o różnych kierunkach: równoleżnikowym i południkowym. Podobnie była zresztą tłumaczona przez F. Rutkowskiego (1928).

Podobnie równoleżnikowy bieg warstw, lecz nachylonych ku północy, śledzi się w odsłonięciach doliny Stradliny i w dolinie Raclawki powyżej ujścia Stradliny po wieś Paczółtowie (fig. 1). Interpretując dane z dolin Szklarki, Stradliny i Raclawki w rejonie Paczółtowie przyjmuje istnienie na tym obszarze pomiędzy dwoma pierwszymi dolinami formy antyklinalnej o kierunku NWW—SEE i określam mianem antykliny Żar (fig. 2).

Na północ od Paczółtowie, przy południowym skraju wsi Raclawice, w odsłonięciach wapieni turneju na wschodnim brzegu Raclawki, bieg warstw jest również NWW—SEE, a ich kąt upadu $10\text{--}20^\circ$ skierowany jest ponownie ku południowi. Podobne ułożenie warstw obserwuje się w położonym obok tzw. łomie Römera, znajdującym się w lewobrzeżnym wąwozie doliny. Położenie warstw obserwowane w dolinie Raclawki, pomiędzy wsiami Paczółtowie i Raclawice, wskazuje na istnienie tu formy synklinalnej o kierunku osi NWW—SEE. Określam ją mianem synkliny Paczółtowie (fig. 2). Potwierdza to dodatkowo fakt, że w jądrze tej synkliny znajdują się od dawna notowane wapienie wizenu nie znane skądinąd w najbliższym otoczeniu. Zwracali na to uwagę S. Zaręczny, J. Jarosz i F. Rutkowski.

W górnej części wsi Raclawice bieg warstw ulega zmianie na SE—NW, a kąt upadu 20° skierowany jest ku SW. Podobnie z sugestiami F. Rutkowskiego przyjmuję istnienie na północ od Raclawic brachyantykliny o osi NWW—SEE zanurzającej się ku NWW (fig. 2). Na podstawie położenia warstw w odsłonięciach wsi Raclawki daje się zrekonstruować jej skrzydło południowe i fragment peryklinalnego zamknięcia.

Kierunek strukturalny NWW—SEE daje się śledzić bezpośrednio lub pośrednio (J. Krokowski fig. 1 — 1980) w izolowanych odsłonięciach północnej części omawianego obszaru (fig. 1) od Raclawic i Paczółtowie — na wschodzie po środkowy bieg doliny Bucze — na zachodzie.

Podobne kierunki, chociaż w izolowanych i odległych od siebie punktach, obserwuje się w odsłonięciach Klucz i Brudzowic, około 50—60 km na północ od Dębniaka. W swojej interpretacji wykorzystał to Ekiert

(1971). Trudno przypisać tylko zbiegowi okoliczności konsekwentne powtarzanie się tego kierunku w Dębniku, Kluczach i Brudzowicach.

Kierunek NWW—SEE jest zjawiskiem regionalnym w północno-wschodnim obrzeżeniu GZW. Jest on związany z płaskimi formami fałdowymi (Ekiert 1971) dającymi się rekonstruować także w obrębie paleozoiku dębnickiego. Wydaje się, że wzajemne położenie tych fałdów ma charakter kulisowy a ich osie są skośne w stosunku do kierunku NW—SE, generalnie przyjmowanego dla północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

3. WNIOSKI

Już na podstawie tego skróconego przedstawienia głównych rysów budowy paleozoiku dębnickiego nasuwają się następujące wnioski:

1. W tektonice paleozoiku dębnickiego nie stwierdza się struktur fałdowych o kierunku NW—SE. Bieg warstw o tym kierunku i drugorzędne struktury ciągle są pochodnymi w stosunku do kierunków NWW—SEE i NNE—SSW. Brak uzasadnienia dla kierunku NW—SE w budowie paleozoiku dębnickiego wykazał Rutkowski (1928). Kierunek ten jednak wielokrotnie przewija się w późniejszych pracach, bądź to o charakterze regionalnym, bądź szczegółowym. Jest on niejako narzucany przez generalnie przyjmowany kierunek linii przebiegu północno-wschodniej granicy GZW (w sensie ekonomicznym). Jakkolwiek takiego kierunku w sensie regionalnym nie można kwestionować, to nie znajduje on odzwierciedlenia w sensie strukturalnym. Jest on jedynie wypadkowy w stosunku do wspomnianych kierunków NWW—SEE i NNE—SSW. Tylko te kierunki strukturalne znajdują potwierdzenie w danych z badań powierzchniowych rejonu Dębnika, Klucz i Brudzowic oraz w danych kopalnianych północno-wschodniej peryferii GZW. Nie kwestionując zatem słuszności przyjmowania generalnego kierunku SW—NE dla północno-wschodniego obrzeżenia GZW w ujęciach regionalnych, nie sposób zgodzić się z wnioskami wyciąganymi na tej podstawie dla jego wewnętrznej budowy. Pozostają one bowiem w sprzeczności z faktami obserwowanymi na powierzchni w dostatecznie dużej ilości przypadków.

2. Stwierdzone przejawy tektoniki fałdowej o kierunku NWW—SEE nie mają charakteru alpinotypnego ani mediotypnego w sensie Stille'go, lecz reprezentują system brachyfałdów kulisowych powstałych w warunkach działania pary sił (Willis, 1934; Pavoni, 1961; Tchalenko, Ambra-seys, 1970; Jaroszewski, 1972; Harding, 1973).

3. Głównym rysem budowy paleozoiku dębnickiego jest tektonika uskokowa.

4. Przejawy deformacji ciągłych są pośrednio lub bezpośrednio pochodzenia tektoniki uskokowej i intruzywnej.

5. W obrębie trzech wyróżnionych obszarów: zachodniego, centralnego i wschodniego reprezentowane są trzy odrębne bloki tektoniczne ograniczone powierzchniami uskoków o układzie kulisowym.

6. Dokonując próby uszeregowania w czasie następstwa powstawania struktur reprezentowanych w trzech wyróżnionych obszarach wydaje się, że najstarszymi są tu formy fałdowe zachowane w obszarze wschodnim i północnym. Bezpośrednio młodsza jest tektonika uskokowa, a omal jej współczesna, lecz przez nią uwarunkowana jest tektonika intruzywna,

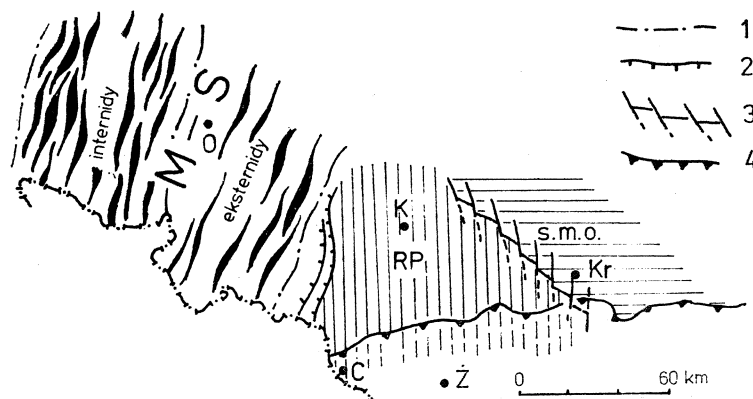


Fig. 8. Szkic tektoniczny morawsko-śląskiego obszaru orogenicznego. M—S kaledońsko-waryscyjska strefa orogeniczna Morawo-Silezidów; RP — waryscyjski rów przedgórski; s.m.o. — wypiętrzona część przedgórzia Morawo-Silezidów (strefa metaorogeniczna); C — Cieszyn; K — Katowice; Kr — Kraków; O — Opole; Ż — Żywiec; 1 — granica podstref orogenu morawo-śląskiego; 2 — nasunięcia; 3 — uskoki kulisowe; 4 — nasunięcia karpaccie

Fig. 8. Tectonic sketch map of Moravo-Silesian orogenic area. M—S — Caledonian-Variscan orogenic zone of Moravo-Silesides; RP — Variscan foredeep; s.m.o. — uplifted part of the Moravo-Silesian foreland (the meta-orogenic zone); C — Cieszyn; K — Katowice; Kr — Cracow; O — Opole; Ż — Żywiec; 1 — boundary of subzones of the Moravo-Silesian orogen; 2 — thrusts; 3 — en échelon faults; 4 — Carpathian overthrust

7. Przejście od struktur fałdowych o kierunku południkowym różnie było dotychczas interpretowane (Jarosz, 1926; Rutkowski, 1928; Konior, 1934). Obecnie w świetle koncepcji przyjmującej strefę równoleżnikowych fałdów kulisowych oraz system uskoków kulisowych wydaje się, że południkowa antyklina Dębника powstała na przedłużeniu równoleżnikowej antykliny Żar. Jeden z kulisowych bloków zawarty pomiędzy południkowymi uskokami Krzeszówki i Eliaszkówki oraz Raclawki i Szklarki, został wykorzystany przez intruzję magmy porfirowej. Budujące ten blok młodopaleozoiczne skały węglanowe zostały wydzwignięte przez intruzję magmową być może w formie lakkolitu lub fakolitu. Intruzja magmowa wydzwignęła tu w zasadzie tylko południowy fragment antykliny Żar, w sąsiedztwie uskoku Raclawki. Ta niewielkich stosunkowo rozmiarów intruzja stała się przyczyną powstania kopuły Dębника.

POZYCJA PALEOZOIKU DĘBNICKIEGO NA TLE WARYSCYJSKIEJ STREFY MORAWO-SILEZIDÓW

Obszar paleozoiku dębnickiego pozostaje w ścisłym związku tektonicznym z zapadliskiem śląsko-krakowskim i strefą morawo-śląską. Strefa morawo-śląska posiada wszelkie cechy orogenu, ostatecznie waryscyjskiego, z zaznaczającymi się internidami i eksternidami o wergencji wschodniej. Przedpolem tej strefy orogenicznej jest obszar zapadliska śląsko-krakowskiego i jego północno-wschodnie obrzeżenie (fig. 8). Zapadlisko śląsko-krakowskie jest rowem przedgórskim, a jego północno-wschodnie obrzeżenie jest wypiętrzoną częścią przedgórzia orogenu morawo-śląskiego (fig. 9). Podstawowym rysem budowy tej metaorogeni-

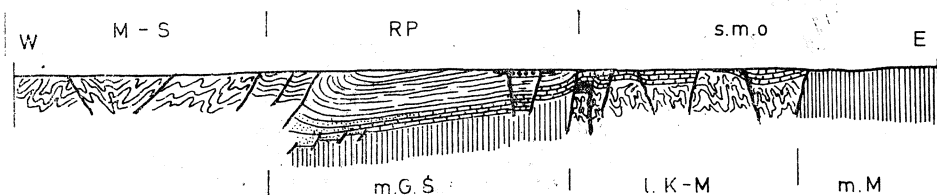


Fig. 9. Syntetyczny przekrój morawo-śląskiego obszaru orogenicznego. M—S kaledońsko-waryscyjska strefa orogeniczna Morawo-Silesidów; RP — waryscyjski rów przedgórski; s.m.o. — wypiętrzona część przedgórzia Morawo-Silesidów; m.G.S. — podłoże zapadliska śląsko-krakowskiego (kaledoński masyw śródgórski); l. K—M — lineament Kraków—Myszków; m.M. — masyw małopolski

Fig. 9. Synthetic cross-section of the Moravo-Silesian orogenic area. M—S — Caledonian-Variscan orogenic zone of the Moravo-Silesides; RP — Variscan foredeep; s.m.o. — uplifted part of the Moravo-Silesian foreland; m.G.S. — The basement of the Upper Silesia Basin (Caledonian, intermountain massif); l. K—M — lineament Kraków—Myszków, m.M. — małopolska Massif

cznej strefy jest tektonika uskokowa. Towarzyszą jej wprawdzie deformacje ciągłe, które jednak pośrednio lub bezpośrednio są przez tę tektonikę uwarunkowane. Północno-wschodnia krawędź śląsko-krakowskiego zapadliska przedgórskiego morawo-silesidów na odcinku paleozoiku dębnickiego wykształcona jest jako strefa uskoków kulisowych.

Na podstawie analizy budowy geologicznej paleozoiku dębnickiego, który jest integralną częścią północno-wschodniego obrzeżenia waryscyjskiego rowu przedgórskiego stwierdzić należy, iż nie ma podstaw do wyróżniania tu krakowskiej gałęzi waryscyjdów w sensie orogenu alpinotypnego.

SUGESTIE TEKTOGENETYCZNE

Stwierdzenie, że w północno-wschodnim obrzeżeniu rowu przedgórskiego morawo-silesidów rozwinięta jest strefa uskoków kulisowych i system kulisowych brachyfałdów, pociąga za sobą konsekwencje tektonogenetyczne.

Paleozoik dębnicki wchodzi w skład epikaledońskiej platformy (Znosko, 1970). Jego tektonika pozostaje w ścisłym związku z budową fundamentu platformy. Fundament posiada cechy ostatecznie kaledońskiej konsolidacji. W obrębie zapadliska śląsko-krakowskiego fundamentem jest masyw o konsolidacji prekaledońskiej. Na jego północno-wschodnim obrzeżeniu rozwija się lineament kaledoński o cechach tektoniki fałdowo-intruzywnej, określaney jako strefa Kraków—Myszków (Siedlecki, 1962). Od północnego wschodu lineament ten ograniczony jest przez masyw małopolski (Pożaryski, 1974). Strefa lineamentu o szerokości rzędu 50 km, w okresie kambro-sylurskim podlegała wzmożonej subsydencji w stosunku do obrzeżających ją masywów: górnośląskiego i małopolskiego. W cyklu orogenezy kaledońskiej przeszła ona również etap inwersji. Jest organiczona strefami szwów tektonicznych oddzielających ją od tych masywów. Omówiony lineament i ograniczające go szwy tektoniczne posiadają kierunek o generalnej tendencji NW—SE. Strefa ta jako różniąc się własnościami mechanicznymi od otaczających ją masywów i nie w pełni z nimi spojona, była predysponowana do przejmowania i przenoszenia pionowych i poziomych ruchów skorupy ziemskiej. Przejawem ruchów pionowych jest przede wszystkim wypiętrzenie północno-wschodniego obrzeżenia zapadliska śląsko-krakowskiego oraz jego załomowo-uskokowa budowa. Przejawem początkowego etapu prawoskrętnego ruchu przesuwczego w podłożu platformy, wzdłuż szwów tektonicznych ograniczających lineament, wydają się być połogie, kulisowo układające się formy fałdowe młodszego paleozoiku, o kierunku NWW—SEE (fig. 10a, b). Przejawem następnego etapu tego ruchu jest system kulisowych

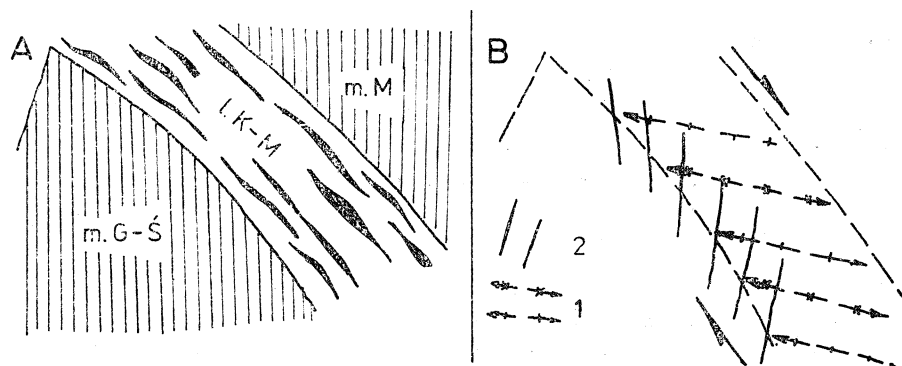


Fig. 10. A — Szkic tektoniczny fundamentu platformy warycyjskiej w strefie lineamentu Kraków—Myszków; objaśnienie jak na figurze 9; B — Schemat deformacji skał warycyjskiej platformy ponad lineamentem Kraków—Myszków; 1 — brachyformy wcześniejszego etapu deformacji, 2 — powierzchnie ścieć (spękania, uskoki) późniejszego etapu deformacji.

Fig. 10. A — Tectonic sketch map of the basement of the Variscan platform in the zone of Cracow—Myszków lineament (see Fig. 9 for explanation); B — Scheme of rock deformation in the Variscan platform cover above the Cracow—Myszków lineament; 1 — brachyforms of the earlier stage of deformation; 2 — shear planes (faults, fractures) of the later stage of deformation

uskoków o południkowej orientacji płaszczyzn, rozwinięty na NE obrzeżeniu zapadliska śląsko-krakowskiego. Wydaje się, że rozwinął się on jako niskokątowy system ścieg ponad szwem tektonicznym w fundamencie. Wzdłuż tego szwu dokonywał się prawoskrętny ruch przesuwczy (J. Krokowski, 1980) w podłożu platformy.

*Maszynopis otrzymano w lipcu 1979,
przyjęto do druku we wrześniu 1979*

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Alexandrowicz S., Marnet B. L. (1973), Microfacies du Carbonifère inférieur du dôme de Dębniak (Pologne Meridionale). *Revista Espan. Micropal.* 5, 3: 447—466, Madrid.
- Buczek M., (1965), Uwagi o zmienionych wapieniach z łomu karmelickiego w Dębniaku. *Spraw. z pos. Kom. PAN, Oddz. Kraków.* p. 221—222.
- Doktorowicz-Hrebniński S., (1955). Sesja Naukowa Inst. Geol. poświęcona budowie GZW. *Prz. geol.* nr 10.
- Dzuleński S., (1955), O formie występowania porfirów żalaskich. *Biul. Inst. Geol.* 97: 9—38, Warszawa.
- Ekiert F., (1971), Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Inst. Geol. Prace* 661, Warszawa.
- Harding T. P., (1973), Newport-Inglewood Trend, California an example of Wrenching Style of Deformation. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 57, 1: 97—116.
- Jarosz J., (1926), Obecny stan badań nad stratygrafią dewonu i dolnego karbonu w okręgu Krakowskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 3: 186—189, Kraków.
- Jaroszewski W. (1972), Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Studia geol. pol.* 38, 200 p.
- Konior K. (1934), Z problemów paleomorfologicznych okolic Krakowa *Wiad. St. Geogr.* 3: 286—312, Warszawa.
- Kowalski L., Kreutz St., Nikiel E., Nowak J. (1926), Notatka w *Spraw. Kom. Fizj. A.U.* 60, XII—XIII, Kraków.
- Kozłowski S. (1955), Intruzje porfirowe w grzbiecie dębnickim. *Biul. Inst. Geol.* 97, 1: 38—102, Warszawa.
- Krokowski J. (1977), Tektonika utworów między Krakowem a Sławkowem w świetle badań drobnostukturalnych. Rozpr. doktorska. Arch. AGH Kraków.
- Krokowski J. (1980), Tektonika piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego w świetle badań drobnostukturalnych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 40, 2: 209—246.
- Nowak J., Zerndt J. (1935), Tektonika wschodniego krańca Polskiego Zagłębia Węglowego. *Spraw. PAU*, 40: 40, Kraków.
- Pavoni N. (1961). Faltung durch Horizontalverschiebung. *Ecl. Geol. Helv.* 54, 2.
- Pożaryski W. (1974), Budowa geologiczna Polski t. IV Tektonika, cz. 1, Warszawa.
- Rutkowski F. (1928), O budowie paleozoicznego grzbietu Dębnickiego. *Spraw. FIG*, 4, 3—4: 582—709.
- Siedlecki S. (1954), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 73, 415 p., Warszawa.
- Siedlecki S. (1962), On the Occurrence of Silurian in the Eastern and North-

- Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol. Geogr.* 10, 1: 41—46, Varsovie.
- Stille H. (1964), *Izbrannyje trudy* (tłum. z niem.). Moskwa.
- Tchalenko J. S., Ambraseys N. N., (1970), Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 1: 41—60.
- Willis B. i R., (1934), *Geologic Structures*, New York.
- Zajączkowski W., (1964). Utwory dolnego karbonu i budowa geologiczna okolic grzbietu dębnickiego. *Przew. XXXVII Zjazdu PTG*, cz. II, 1—23, Katowice.
- Zajączkowski W. A. (1975). Stratygrafia i litologia wapieni dinantu w Czernej koło Krzeszowic. *Biul. Inst. Geol.* 282: 273—325, Warszawa.
- Zaręczny S. (1894), *Atlas Geologiczny Galicyi*. Kom. Fizj. AU, Kraków.
- Znosko J. (1970), Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. „*Geologia i surowce mineralne Polski*” (praca zbiorowa) *Biul. Inst. Geol.* 251: 45—70, Warszawa.

SUMMARY

Abstract: The author discusses the main features of the geological structure of the Palaeozoic strata in the Dębnik area. The fault tectonics was proved to be dominant to the formation of the geological structures of this area.

The term „Palaeozoic of Dębnik” is applied here to the Devonian (Givetian-Famennian) and Carboniferous (Tournaisian-Namurian A) carbonate rocks cropping out in the vicinity of Krzeszowice (Fig. 1). The Palaeozoic of Dębnik forms a part of the elevated Carpathian foreland and is situated to the North of the Carpathian foredeep between the villages Szklary and Czatkowice.

The recent views upon the geological structure of the Palaeozoic of Dębnik can be summarized as follows:
(see Siedlecki 1964, Zajączkowski 1964, 1975).

1. The opinion that this area has a fold structure is dominant.
2. As the principal structural direction there were assumed the directions NWW—SEE and NNE—SWW or meridional (Fig. 2). Some authors consider the direction SW—NE to be of significant importance (Jarosz 1926, Zajączkowski 1964, 1975).
3. The existence of faults in the Palaeozoic of Dębnik has been noticed, but their significance was underestimated.
4. Zajączkowski (1975) noticed the strike-slip faults in the Czernka valley and expressed a suggestion that the intruding magma played an important role in the formation of the Dębnik anticline.

The investigations carried out by the author enabled to distinguish three areas within the limits of the Palaeozoic of Dębnik:

1. Western area — to the W of the Eliaszkówka stream and Krzeszówka stream valleys. Czerna flexure of the NWW—SEE direction is here the dominant tectonic form.

2. Central area — comprises the proper Dębnik anticline of the NNE—SSW direction. This area lies between the Eliaszkówka and Raclawka valleys.

3. Eastern and Northern area — situated to the E of the Raclawka valley and to the N of the village Paczółtowice. Flat folds running in the NWW—SEE direction are the main tectonic forms of that area.

The analysis of geological structure of these areas leads to the following conclusions:

- Fold structures having the NW—SE direction are absent in the Palaeozoic of Dębnik. The strikes of strata in this direction as well as minor fold structures are secondary in relation to the NWW—SEE and NNE—SSW directions. Only the last two structural directions can be testified by the data obtained from the field investigations in the Dębnik, Klucze and Brudzowice areas and in the mines situated in the north-eastern periphery of the Upper Silesia Coal Basin. So there is a marked discrepancy between the general NW—SE direction of the eastern border zone of the Upper Silesia Coal Basin, and structural directions inside the zone.
- The fold tectonic features running NWW—SEE are neither alpine-typic nor mediotypic in the Stille's sense, but they represent a system of en échelon brachy-folds developed under the impact of a pair of forces. (Willis 1934, Pavoni 1961, Tchalenko, Ambraseys 1970; Jaroszewski 1972; Harding 1973).
- The main role in the structural evolution of the Palaeozoic of Dębnik played the fault tectonics
- The fold deformations are either directly or indirectly connected with faults or magmatic intrusions.
- The three distinguished areas (Western, Central and Eastern) correspond to separate tectonic blocks limited by en échelon faults.
- While making an attempt to order in time the structures occurring in the distinguished areas, it seems that the fold forms in the Eastern and Northern areas are the oldest. They were directly followed by the faults and the intrusive tectonics. The latter was controlled by contemporaneous faulting.
- Transition from fold structures showing the NWW—SEE direction in the Eastern area to the Dębnik anticline running approximately N—S was interpreted in various ways (Jarosz 1926, Rutkowski 1928, Konior 1934). Presently, taking into account the presence of en échelon folds running evenly with a parallel of latitude and the system of en échelon faults it seems that the meridional Dębnik anticline developed as the extension of the Żary anticline which runs approximately east — west. One of the blocks enclosed between meridional faults was used by the intruding porphyritic magma which up-

lifted the Upper Palaeozoic carbonate rocks in the southern part of Żary anticline near the Raclawka fault forming the Dębnik brachy-anticline.

The Palaeozoic of Dębnik is in close tectonic relation to the Upper Silesia Basin and Moravo-Silesian Zone. The Moravo-Silesian Zone belongs to the variscan orogenic belt and comprises well marked internides and externides showing eastern vergency of folds. The Upper Silesia Basin and its north-eastern periphery form the foreland of that orogenic zone (Fig. 8). The Upper Silesia Basin occupies the position of a foredeep and its NE periphery constitutes an uplifted part of the foreland (Fig. 9). Faults are the basic structural features of that meta-orogenic zone. There are also present fold deformations, but they are either directly or indirectly controlled by the fault tectonics. In the investigated area the NE boundary of the Moravo-Silesian foredeep is developed as a zone of en échelon faults.

On the basis of the analysis of geological structure of the Palaeozoic of Dębnik, which forms an integral part of north-eastern periphery of variscan foredeep it can be stated that there are no reasons to consider the Cracow branch of Variscides as an alpinotypic orogen *sensu* Stille.

The discovery of a zone of en échelon faults and brachyfolders in the NE periphery of the a Moravo-Silesian foredeep, carries some tectogenetic consequences.

The Palaeozoic of Dębnik belongs to the cover of the epicaledonian platform (Znosko 1970). Its tectonic structure stays in close relation with the structure of the platform basement. This basement was consolidated most probably in Caledonian orogeny. In the area of Upper Silesia Basin the platform basement is formed by a crystalline massif consolidated in Precaledonian time. On its NE periphery developed a Caledonian lineament called the Cracow-Myszków zone (Siedlecki 1962). The lineament is about 50 km wide and shows features of fold-intrusive tectonics. From the NE it is limited by the Małopolska Massif (Pozaryski 1974). During the Cambrian-Silurian period the discussed zone underwent intensive subsidence relative to the bordering Upper Silesia and Małopolska Massifs. The Caledonian orogenic cycle brought a tectonic inversion of the zone. The Cracow-Myszków zone is separated from bordering massifs by tectonic sutures. All these structures run in NW—SE direction. This zone having a different mechanical properties than the surrounding massifs and not completely united with them was able to transmit the vertical and horizontal movements of the Earth crust. The uplift of the North-Eastern periphery of the Upper Silesia Basin and its fold-fault structure is mainly a result of these vertical movements.

The gentle, en échelon folds in the Upper Palaeozoic showing the

NWW—SEE direction (fig. 10 a, b) seem to be a result of an early stage of dextral strike-slip movement in the platform basement along the tectonic sutures. The result of the next stage of this movement is the system of en échelon dextral faults having a meridional orientation. It seems that these faults resulted from a low-angular system of shears acting above a tectonic suture in the platform basement.