

Józef KROKOWSKI *

TEKTONIKA PIĘTRA WARYSCYJSKIEGO REJONU
DĘBNICKIEGO W ŚWIEŁLE BADAŃ
DROBNOSTRUKTURALNYCH

(19 fig.)

*Variscan tectonics of the Dębnik region (South Poland)
in the light of mesoscopic studies*

(19 Figs.)

WSTĘP

Obszar badań

Badania drobnostukturalne przeprowadzono na obszarze występowania utworów piętra waryscyjskiego w rejonie dębnickim (fig. 1). Utwory paleozoiczne tego rejonu są najstarszym odsłoniętym fragmentem epikaledońskiej platformy (Znosko 1970, Bogacz 1977) północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Fundament platformy budują utwory staropaleozoiczne znane z licznych wierceń wykonanych w obrębie strefy zwanej w literaturze grzbietem lub pasmem dębnicko-siewierskim (Zaręczny 1894, Grzybowski, Wójcik 1909, Nowak, Zerndt 1935, Bukowy 1961, 1964, 1974), strefą Kraków—Myszków (Siedlecki 1962) lub rygłem krakowskim (Ney 1968). Utwory dewońsko-karbońskie piętra waryscyjskiego tworzą pokrywę platformy. Ukształtowane one zostały pod względem strukturalnym w trakcie ruchów orogenezy waryscyjskiej.

Paleozoik dębnicki wchodzi w skład struktur wału metakarpackiego (Nowak 1927, Tokarski 1958) i kontaktuje od południa, wzdłuż strefy dyslokacyjnej Kraków—Będzin z zapadliskiem przedkarpackim (Bogacz 1967).

* Instytut Geologii i Surowców Mineralnych AGH, 30—059 Kraków, al. Mickiewicza 30

METODYKA BADAŃ

Na stosunkowo dobrze odsłoniętym obszarze badań opracowano prawie wszystkie odkrywki sztuczne i naturalne. Wyniki badań opracowano statystycznie i zestawiono w postaci diagramów punktowych i konturowych w projekcji równopowierzchniowej. Diagramy konturowe wykonano metodą Schmidta za pomocą krążka obliczeniowego jednoprocentowego. Przy wyznaczaniu kierunków średnich oraz osi fałdów i przebiegów stosowano również metodę wektorową Fishera-Watsona (Fisher 1953, Watson 1956 a, b, 1960, 1966). Zgodnie z sugestiami Crudena i Charleswortha (1972, por. też Whitten 1969, Charlesworth et al. 1976) posiada ona znaczne zalety w stosunku do innych metod o podobnym znaczeniu strukturalnym. Wszystkie obliczenia przeprowadzone były metodą macierzową (Watson 1966, Schuenemeyer et al. 1972) na maszynie cyfrowej ODRA 1304 w Centrum Obliczeniowym AGH.

Stosowana w niniejszym opracowaniu symbolika tektoniczna przejęta została z pracy Jaroszewskiego (1974). Proste układy pól naprężeń rozumiano zgodnie z Andersonem (1951).

Pragnę złożyć gorące podziękowania Doc. dr inż. K. Bogaczowi za wprowadzenie w podjęty temat, wnikliwe uwagi i dyskusje w trakcie jego opracowania oraz ciągłą naukową opiekę związaną z licznymi wyjazdami terenowymi. Składam również serdeczne podziękowania Prof. dr habil. S. Alexandrowiczowi, Doc. dr habil. W. Jaroszewskiemu i Doc. dr inż. S. Węclawikowi za przejrzenie maszynopisu i liczne cenne uwagi dotyczące problematyki geologicznej.

ODKSZTAŁCENIA CIĄGŁE

Położenie warstw

Rozkład położenia warstw (fig. 2) dewonu i karbonu dolnego (po łupki miękińskie) wskazuje na niehomogeniczność budowy geologicznej piętra waryscyjskiego w rejonie dębnickim. Geometrycznie wyróżnić można trzy systemy odkształceń ciągłych F_1 , F_2 i F_3 . Deformacje F_1 i F_3 mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego natomiast F_2 przebieg zbliżony do południkowego. W obrębie równoleżnikowych deformacji osobną grupę stanowią położenia warstw systemu F_1 o kątach upadu niedużych do około 30–40°. Osobną grupę natomiast stanowią strome położenia warstw o upadach południowych i południowo-zachodnich reprezentujące system F_3 .

Obszary homogeniczne

Analiza położenia warstw utworów piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego pozwoliła na wydzielenie jednorodnych strukturalnie stref A, B, C_N, C_S, D i E (fig. 1).

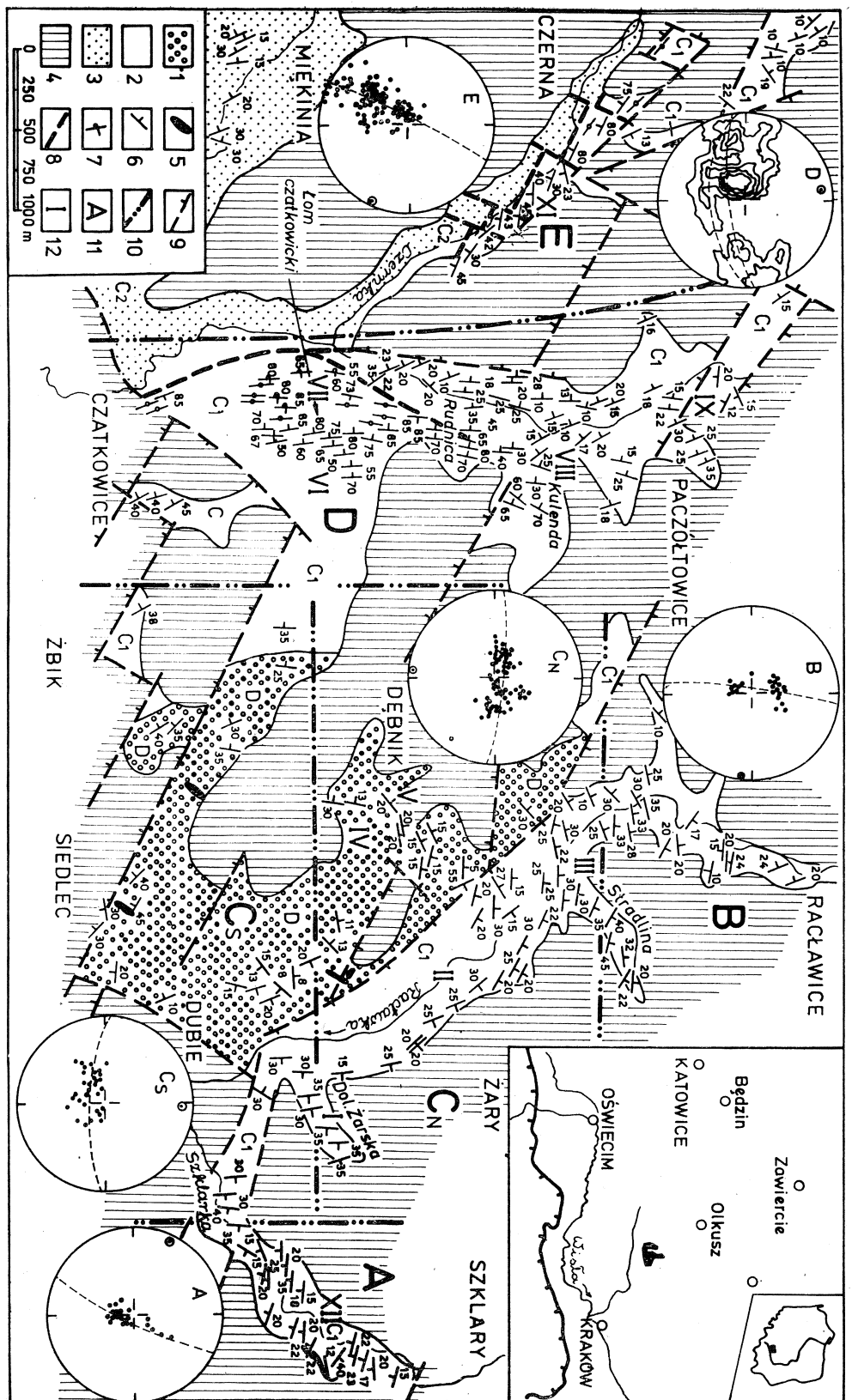


Fig. 1. Sztic tektoniczny rejonu dębnickiego (wg K. Bogacza 1977) z podziałem na obszary homogeniczne i ich diagramy położenia warstw. 1 — dewon; 2 — karbon dolny; 3 — karbon górny; 4 — mezozoik i kenozoik; 5 — intruzje magmowe; 6 — normalne położenie warstw; 7 — odwrócone położenie warstw; 8 — uskoki wieku wariacyjnego; 9 — uskoki powariacyjne; 10 — granice obszarów (stref) homogenicznych; 11 — obszary (strefy) homogeniczne; 12 — stanowiska pomiarowe ciosu

Fig. 1. Tectonic sketch of the Dębniak area (acc. to Bogacz 1977) with a division into homogenic areas and diagrams of attitude of strata. 1 — Devonian; 2 — Lower Carboniferous; 3 — Upper Carboniferous; 4 — Mesozoic and Cainozoic; 5 — magmatic intrusions; 6 — normal attitude of strata; 7 — reverse attitude of strata; 8 — Faults of Variscian age; 9 — post-Variscian faults; 10 — boundaries of homogenic areas; 11 — homogenic areas; 12 — points, where joints were measured

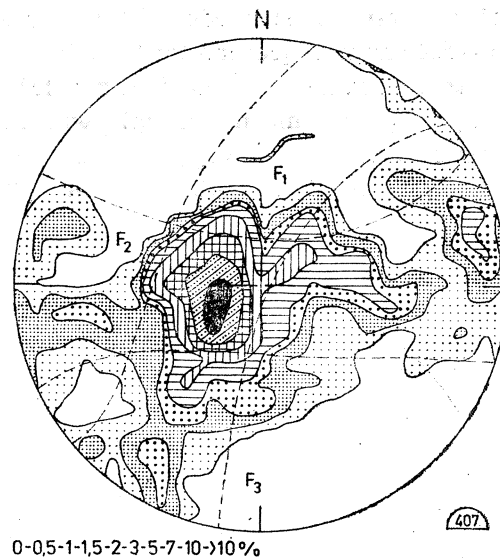


Fig. 2. Diagram położenia warstw utworów paleozoicznych piętra waryscyjskiego w rejonie dębickim. 1 — granice pól zmienności systemów F_1 i F_3 oraz F_2

Fig. 2. The attitude of strata systems $F_1 + F_3$ and F_2

Strefa A — struktura Szklarki

Strefa A obejmuje wychodnie skał wapienia węglowego w środkowej i górnej części doliny Szklarki (powyżej pstrągarni). Strefę tę charakteryzują biegi warstw zbliżone do równoleżnikowych (fig. 1 A).

Strefa B — struktura Raclawic

Strefa B obejmuje wychodnie wapieni dolnokarbońskich w dolinie Raclawki, na północ od lewego jej dopływu — Stradliny. Oś struktury zbliżona jest do NWW—SEE (fig. 1 B). Przeciwnie kierunki nurzania się osi struktur Raclawic i Szklarki oraz ich wzajemne niepokrywanie się zdają się przeczyć możliwości łączenia tych struktur w jednorodną jednostkę (Jarosz 1926, Rutkowski 1928, Siedlecki 1954).

Strefa C — struktura Dębника

Strefa C obejmuje wychodnie skał paleozoicznych w rejonie wsi Dębник i w dolnym biegu Raclawki i Szklarki (poniżej pstrągarni). W strefie tej obserwuje się znaczny rozrzut położenia warstw. W związku z tym podzielono ją na dwie podstrefy C_N i C_S (fig. 1 C), w których występuje tendencja do południkowej orientacji osi i struktur. Nachylenie osi w części C_N jest ku północy, natomiast w części C_S ku południowi.

Skały paleozoiczne mające swe wychodnie w dolnym biegu doliny Szklarki oraz w dolinie Żarskiej (fig. 1) należą do antykliny Dębника i stanowią wschodnie jej skrzydło. Przejście od południkowych do rów-

noleżnikowych położenia warstw opisuje centryklinę (Rutkowski 1928, Bogacz 1977) o osi NW—SE zanurzającej się ku SE (fig. 3). Nie jest to jednak struktura pierwotna. Powstała ona bowiem z nałożenia na siebie deformacji systemów F_1 i F_2 . Nie można przypisywać zatem kierunkowi reprezentowanemu przez centryklinę wagi kierunku o znaczeniu głównym w sensie Grzybowskiego (1909, 1912), Jarosza (1926) i Zajączkowskiego (1964, 1968).

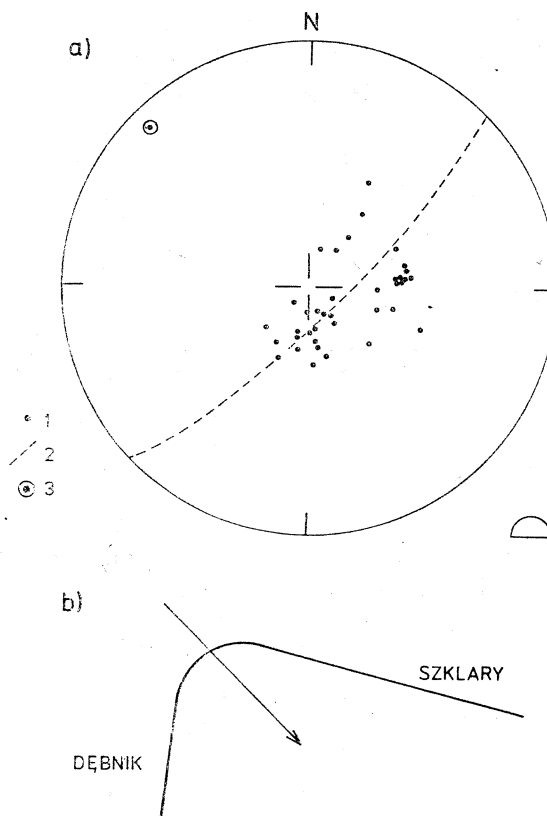


Fig. 3. Diagram (a) oraz schemat (b) położenia warstw paleozoicznych struktury Szklary — Dębnik. Strzałką zaznaczono kierunek i nachylenie osi struktury. 1 — normalne do uławicenia; 2 — łuk π ; 3 — oś β

Fig. 3. Diagram (a) and scheme (b) presenting the attitude of strata in the Szklary—Dębnik structure. The arrow marks direction and plunge of axis. 1 — pole of bedding planes; 2 — arc π ; 3 — axis β

Strefa D — struktura Eliaszkówki

Strefa ta obejmuje odsłonięcia skał paleozoicznych w dolinie Eliaszkówki i Krzeszówki (fig. 1). Występuje tutaj zaburzenie tektoniczne znaczne stromymi, miejscami pionowymi, a nawet odwróconymi położeniami warstw. Ciągnie się ono wzdłuż lewego brzegu Krzeszówki i Eliaszkówki od południowego krańca łomu czatkowickiego po wąwóz Kulen-

da. Analiza położenia warstw w wąwozie Kulenda i Rudnica (fig. 4), w łomie czatkowickim (fig. 5) oraz w całej strefie D (fig. 1 D) w powiązaniu z innymi obserwacjami wskazuje, że zaburzenie występujące w tym rejonie ma charakter odkształcenia ciągłego o typie cylindrycznego, fleksuralnego przegięcia (Rutkowski 1928, Krokowski 1976, Bogacz 1977). Połączone jest ono najprawdopodobniej z podłużnym pęknięciem. Na przestrzeni między Paczółtowicami a Czatkowicami oś przegięcia, zwanego dalej fleksurą czatkowicką, ulega konsekwentnej zmianie. W wąwozie Kulenda posiada parametry $207/11^\circ$, w Rudnicy $197/9^\circ$ a w łomie czatkowickim $167/33^\circ$. Oś przegięcia zanurza się ku południowi pod kątem od kilku do kilkudziesięciu stopni. W tym też kierunku występuje również nasilenie wielkości deformacji znaczone coraz to stromszymi położeniami warstw a w łomie czatkowickim nawet znaczną częścią położen odwróconych. Koncentryczne wygięcie osi fleksury sugeruje genezę równoczesną dźwiganiu południkowej brachyantykliny Dębника. Odkształcenie ciągle reprezentowane przez fleksurę należy do systemu deformacji F_2 .

Strefa E — struktura Czernej

Strefa ta obejmuje wychodnie skał wapienia węglowego w dolinie Czernki (fig. 1 E). Na obszarze tej strefy przeważają położenia warstw o równoleżnikowych lub zbliżonych do nich biegach i niewielkich kątach upadu. Należą one do systemu F_1 (fig. 1 E). Lokalnie, w bardzo wąskiej strefie, przy kontakcie wapieni dolnokarbońskich z łupkami miękińskimi warstw malinowickich występują strome położenia warstw o biegach NWW—SEE należące do systemu F_3 . Zaburzenie to interpretować można jako fleksuralne, cylindryczne przegięcie (Bogacz 1977, Krokowski 1977) połączone najprawdopodobniej z podłużnym uskokiem (Petrascheck 1919, Rutkowski 1928) być może odwróconym, za czym mogłyby przemawiać wyniki wiercenia Czerna Środkowa S-15 (Zajączkowski 1964).

LINEACJA PODŁUŻNA

W utworach piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego lineacja podłużna (b) jest reprezentowana przez następujące formy:

- osie drobnych fałdów, przegięć i fleksur zmierzone w terenie i wyznaczone konstrukcyjnie,
- osie łuków π położenia warstw,
- zmarszczki tektoniczne, głównie na powierzchniach kliważu podłużnego,
- linie przecięcia powierzchni ławic z powierzchniami kliważu podłużnego i ciosu podłużnego zmierzone w terenie i wyznaczone konstrukcyjnie.

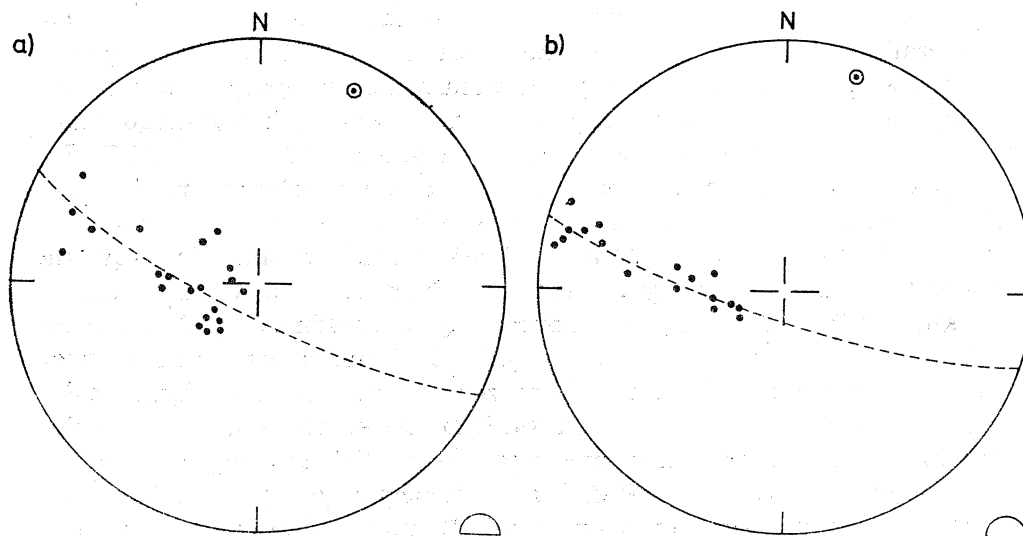


Fig. 4. Diagramy położenia warstw utworów paleozoicznych. a — wąwóz Kulenda; b — wąwóz Rudnica. Objaśnienia jak na fig. 3 a.

Fig. 4. The attitude of strata in: a — Kulenda ravine; b — Rudnica ravine. For other explanations see Fig. 3a

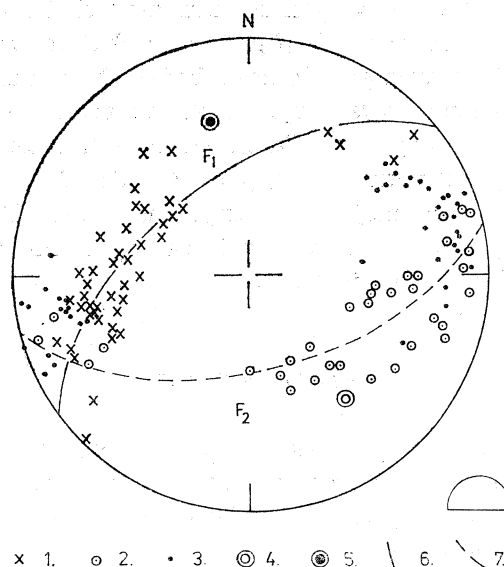


Fig. 5. Diagram położenia warstw utworów paleozoicznych w łomie czatkowickim. 1 — normalne do uławicenia system F_1 ; 2 — normalne do uławicenia systemu F_2 ; 3 — normalne do uławicenia o niejednoznacznej przynależności do wyróżnionych systemów F_1 i F_2 ; 4 — oś β_1 ; 5 — oś β_2 ; 6 — łuk π_1 ; 7 — łuk π_2

Fig. 5. The attitude of strata in the Czatkowice quarry. 1 — bedding planes poles of system F_1 ; 2 — bedding planes poles of system F_2 ; 3 — non distinguished systems F_1 and F_2 ; 4 — axis β_1 ; 5 — axis β_2 ; 6 — arc π_1 ; 7 — arc π_2

Lineacja B_1

Większość pomiarów lineacji B_1 kumuluje się wokół kierunku NWW—SEE z przewagą zanurzenia osi ku NWW (fig. 6)¹. Nieliczne obserwacje wykazują odmienne ułożenie kierunkowe, które można wytłumaczyć wpływem późniejszych deformacji, głównie F_2 . Lineacja B_2 (fig. 8) w stosunku do B_1 zajmuje transversalne położenie. Lineacja B_1 zaburzona przez deformacje poprzeczne F_2 powinna zatem ułożyć się w przybliżeniu na kole wielkim, którego kierunek pokrywa się z orientacją lineacji B_2 (Turner, Weiss 1963, str. 128).

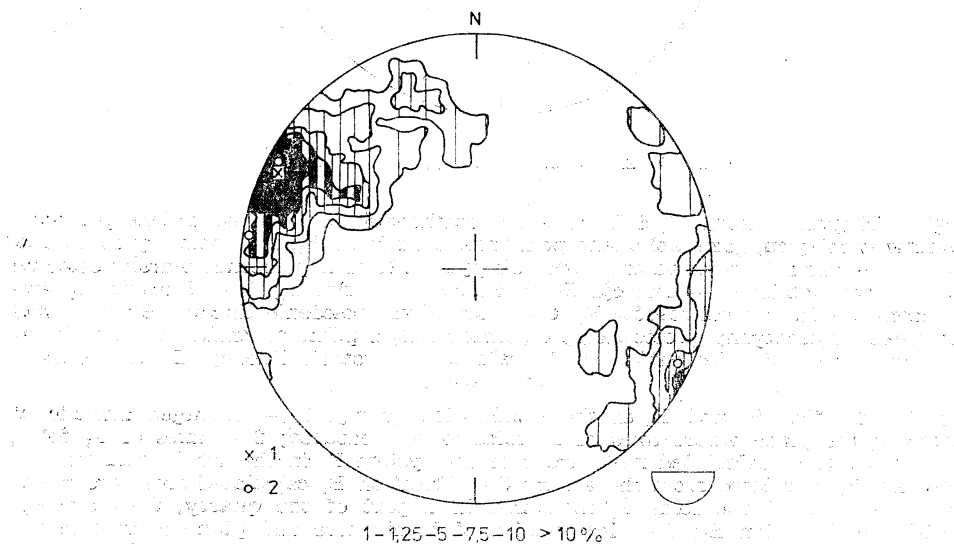


Fig. 6. Diagram lineacji b_1 w utworach paleozoicznych piętra waryscyjskiego w rejonie dębickim. 1 — kierunek średni lineacji; 2 — kierunek stref A, B i E

Fig. 6. Lineation b_1 . 1 — average direction of lineation; 2 — structural directions in homogenic areas A, B and E

W rozkładzie lineacji B_1 obserwuje się jedynie słabą tendencję do takiego układania się pomiarów. Wpływa na to, jak się wydaje, generalnie słaby stopień odkształceń ciągłych systemów F_1 i F_2 (por. Lindström 1961). Reorganizacja lineacji B_1 w fazie F_2 ma zatem najprawdopodobniej charakter tylko niewielkiej reorientacji. Jedynie w rejonie fleksury czatkowickiej, deformacje F_2 zaznaczyły się intensywniej i tam też występuje istotniejsza reorientacja lineacji B_1 (fig. 7).

¹ Lineacja B_1 obejmuje mezostruktury podłużne w stosunku do systemów F_1 i F_2 . Kierunkowa zbieżność tych systemów nie pozwoliła na znalezienie obiektywnego kryterium pozwalającego na rozdzielenie ich lineacji podłużnych. Określenie lineacji B_1 ma zatem znaczenie przede wszystkim geometryczne. Implikacje genetyczne mogą być nieco bardziej złożone. Odkształcenia systemu F_2 występują jedynie lokalnie w sąsiedztwie uskoku Czernki.

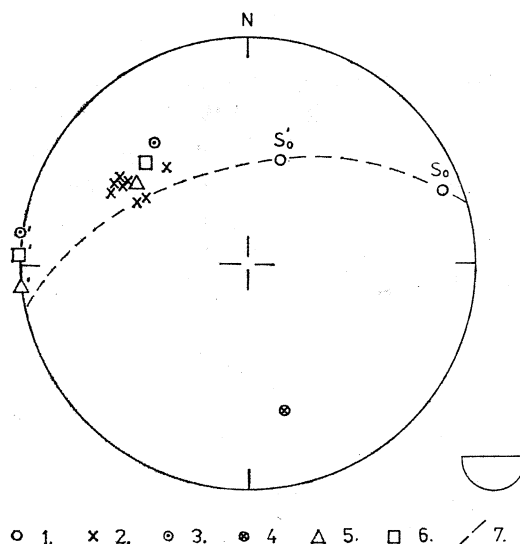


Fig. 7. Diagram lineacji B_1 i B_2 w łomie czatkowickim. 1 — uśrednione położenie warstw w miejscu, gdzie dokonano pomiarów osi fałdów F_1 ; 2 — pomiary osi fałdów F_1 ; 3 — lineacja B_1 wyznaczona konstrukcyjnie z łuku π położenia warstw systemu F_1 w całym łomie; 4 — lineacja B_2 wyznaczona z łuku π_2 ; 5 — lineacja B_1 wyznaczona z łuku π i osi fałdów F_1 ; 6 — uśrednione położenie lineacji B_1 ; 7 — ślad intersekcji płaszczyzny prostopadłej do lineacji B_2 z półkulą. Znakiem prim (') zaznaczono położenie elementów strukturalnych po rotacji lineacji B_1 do poziomu wokół osi B_2

Fig. 7. Lineation B_1 and B_2 in the Czatkowice quarry. 1 — averaged attitude of strata at the place where axes of F_1 folds were measured; 2 — axes of F_1 folds; 3 — lineation B_1 calculated from arc π of the system F_1 in the whole quarry; 4 — lineation B_2 calculated from the arc π_2 ; 5 — lineation B_1 calculated from arc π and from the axes of the folds F_1 measured in a part of the quarry; 6 — average position of lineation B_1 ; 7 — intersection of hemisphere and plane normal to the lineation B_2 . The prim marks the position of structural elements after the rotation of lineation B_1 to the horizontal position

Pomiarów lineacji B_1 rozłożonych na kole wielkim jest stosunkowo niewiele, natomiast znaczna ich część gromadzi się wokół kierunku NWW—SEE. Z pewnym zatem przybliżeniem rozkład ten można traktować jako sferyczny, normalny (Fishera). W związku z tym, jako pierwotne położenia tej lineacji, można z dużym prawdopodobieństwem traktować kierunek średni populacji pomiarów lineacji B_1 , którego orientacja wynosi $296/8^\circ$ (fig. 6).

Lineacja B_2

Lineację B_2 (fig. 8) reprezentują głównie struktury translacyjne systemu F_2 występujące przede wszystkim w strefie fleksury czatkowickiej (Krokowski 1977a). Są one najczęściej deformacjami nieciągłymi, lokalnie występując tylko w formie fleksurowych ugięć o charakterze odkształceń odwróconych. Lineacja ta powstała z przecięcia uławicenia

S_0 z powierzchniami drobnych przemieszczeń (translacji) S_1 (Krókowski 1977a). Deformacje te wykorzystały najprawdopodobniej założenia jednego z zespołów ciosu systemu J_{II} — J_{IV} . Pomiary lineacji B_2 kumulują się wokół kierunku N—S z tendencją zanurzania się ku południowi. Geometrycznie korespondują one z kierunkiem osi fleksury wyznaczonej konstrukcyjnie z położenia warstw (por. fig. 1 D, 4 i 5).

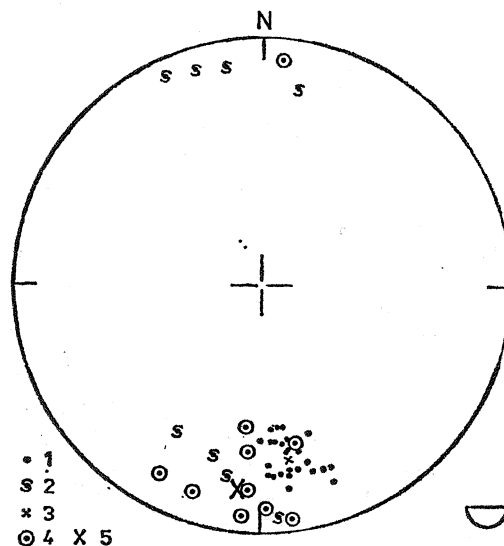


Fig. 8. Diagram lineacji B_2 w utworach paleozoicznych piętra waryscyjskiego w rejonie dębnickim. 1 — osie przecięć fleksuralnych warstw zmierzone w łomie czatkowickim, równoległych do bardzo licznych tutaj, drobnych uskokuw przesuwczono-inwersyjnych o równoleżnikowym transporcie tektonicznym; 2 — osie struktur jak w punkcie 1 z pozostałego obszaru badań; 3 — kierunek średni lineacji B_2 w łomie czatkowickim; 4 — osie β ; 5 — kierunek średni lineacji B_2

Fig. 8. Lineation B_2 . 1 — axes of flexure bends in the Czatkowice quarry which are parallel to the inersive strike-slip minor faults. Tectonic transport was directed W—E; 2 — axes of structures like above from the remaining area of studies; 3 — average direction of lineation B_2 in the Czatkowice quarry; 4 — axes β ; 5 — average direction of lineation B_2 in studied area

KLIIWAŻ

Pod pojęciem kliważu rozumiano wszelkie zjawiska typu „fracture cleavage” najczęściej o płaskim wykształceniu powierzchni z podziałem na kliważ spękaniaowy i ścięciaowy w sensie Jaroszewskiego (1972). Kliważ często ma charakter ciosokliważu. Niejednokrotnie można obserwować przejście od kliważu do ciosu bez zmiany zasadniczego charakteru zjawiska, poza inną gęstością spękań.

Kliważ występujący w utworach piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego z uwagi na typ budowy geologicznej i wykształcenie litologiczne tych utworów nie jest zjawiskiem powszechnym. Przeważają powierzch-

nie o biegach zbliżonych do równoleżnikowych, przeważnie z lekką tendencją ku kierunkom NWW—SEE (fig. 9). Wydaje się, że w pewnej mierze jest to kliważ fałdowy. Odpowiada on bowiem swoim niezbyt powszechnym występowaniem i stosunkowo słabym wykształceniem podobnej intensywności fałdowania F_1 . Sposób wykształcenia kliważu zdaje się potwierdzać tezę o fałdowej, a nie nasunięciowej charakterystyce deformacji ciągłych.

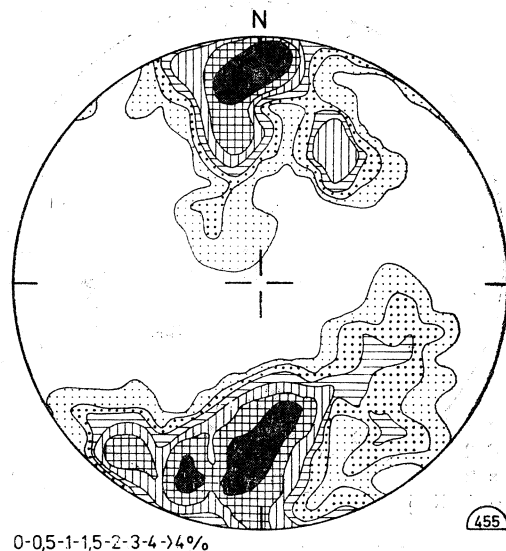


Fig. 9. Diagram położenia kliważu i ciosokliważu w utworach paleozoicznych piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego

Fig. 9. Diagram of cleavage in studied area

Częste występowanie kliważu w wąskich strefach sąsiedztwa uskoków oraz analiza strefowych diagramów kliważu wskazują, że znaczna jego część ma inne pochodzenie. Chodzi tu głównie o kliważ przydyslokacyjny oraz struktury towarzyszące uskocom. Kliważ ten ma najczęściej przebieg również zbliżony do równoleżnikowego. Obserwować go można w sąsiedztwie dyslokacji podłużnej fleksury czatkowickiej (fig. 11), w rejonie Czernej oraz lokalnie w dolinie Racławki. W miejscach tych intensywnością wykształcenia znacznie przewyższa pierwotny kliważ fałdowy F_1 . Omawiany kliważ reprezentuje najprawdopodobniej zespół wysokokątnych ścieg R' (*conjugate* Riedel) w stosunku do przesuwczych lub zrzutowo-przesuwczych uskoków o przebiegu zbliżonym do NNE—SSW. Ten prawie pionowy kliważ przydyslokacyjny mógł wykorzystać istniejące wcześniej spękania podłużnego kliważu fałdowego systemu F_1 , który nie pozostał bez wpływu na odchylenia od pozycji pionowej, nałożonego kliważu przydyslokacyjnego. Wykształcenie wysokokąowego zespołu

ścięć pochodnych względem uskoków NNE—SSW wskazuje na niezbyt duży ruch przesuwczy na tych uskokach oraz że ruch ten nie był skupiony w wąskiej strefie (Cloos 1955, Tanner 1962, Tchalenko 1970).

Spękania ścięciowe w fleksurze czatkowickiej

W zachodniej części łomu czatkowickiego widać szczelinę uskoku o szerokości 1—3 m wypełnioną brekcją (fig. 10). Na figurze 11 przedstawiono projekcję ważniejszych elementów strukturalnych związanych z tą dyslokacją. Jest ona zapewne osiowo związana z fleksurą czatkowicką, stanowiąc w stosunku do niej pęknięcie podłużne. Dyslokacja ta wykazuje bardzo strome zapadanie w kierunku wschodnim z tendencją położenia jej powierzchni zbliżonego do równoległości w stosunku do uławicenia warstw w skrzydle wiszącym. W skrzydle wiszącym uskoku, w najbliższym sąsiedztwie jego powierzchni, występują dwa zespoły spękań związanych z tą dyslokacją. Są one wyraźnie zróżnicowane kątownie w stosunku do uskoku (fig. 10, 11). Spękania zespołu S_1 są ustawione ostrokątnie do powierzchni uskoku tworząc z nią kąt około 20° , spękania zaś zespołu S_2 tworzą z powierzchnią dyslokacji kąt około 70° . Określe-

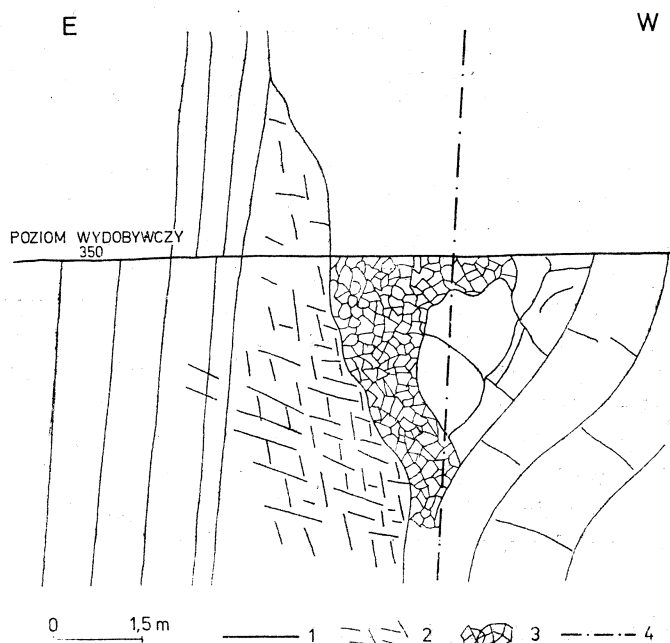


Fig. 10. Schematyczny rysunek dyslokacji systemu fleksury czatkowickiej w łomie w Czatkowicach (południowo-zachodnia część łomu, poziom wydobywczy 330 m npm). 1 — uławicenie; 2 — spękania zespołu S_1 i S_2 ; 3 — brekcja; 4 — przypuszczalny przebieg głównej powierzchni uskoku

Fig. 10. Sketch of Czatkowice flexural system in the Czatkowice quarry. 1 — poles of the bedding planes; 2 — fractures of the sets S_1 and S_2 ; 3 — breccia; 4 — assumed main plane of fault

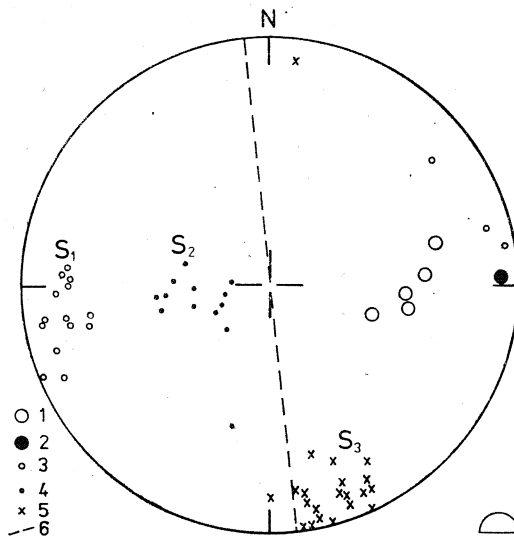


Fig. 11. Diagram elementów dyslokacji systemu fleksury czatkowickiej; łom w Czatkowicach. 1 — położenie warstw w skrzydle zrzuconym; 2 — położenie warstw w skrzydle wiszącym; 3 — spękania zespołu S_1 ; 4 — spękania zespołu S_2 ; 5 — spękania zespołu S_3 ; 6 — przypuszczalny bieg uskoku

Fig. 11. Diagram of dislocational elements of the Czatkowice flexural system; Czatkowice quarry. 1 — attitude of strata in the downthrow wall; 2 — attitude of strata in the hanging wall; 3 — fractures of the set S_1 ; 4 — fractures of the set S_2 ; 5 — fractures of the set S_3 ; 6 — direction of the hypothetical fault

nie zwrotu przemieszczenia jest niepewne. Spękania obydwu zespołów pochylone są w kierunku skrzydła zrzuconego, a zatem zajmują położenie przeciwne niż najczęściej obserwuje się w tego typu strukturach¹. Wskazują one na istnienie ruchu wstecznego na tej dyslokacji. Uskok ten, zasadniczo normalny lub normalno-przesuwczy w dalszym stadium swej ewolucji był poddany naciskowi skierowanemu ku zachodowi. W rezultacie na pewnych odcinkach uległ wtórnemu przechyleniu w tym kierunku. Skrzydła uskoku z przyczyn geometrycznych mogły wówczas wykonać względem siebie stosunkowo nieznaczny ruch „wsteczny”, który w warunkach wzmożonego ściskania wąskroś powierzchni uskokuwej mógł spowodować powstanie opisanych spękań. W tym przypadku spękania zespołu S_1 tworzyłyby zespół niskokątowych ścień R (Riedel). Spękania

² Interpretację kinematyczną i mechaniczną struktur przydyslokacyjnych oraz struktur kulisowych poprzedzających lub towarzyszących dyslokacjom przeprowadzono zgodnie z wynikami badań analitycznych, eksperymentalnych i terenowych (Riedel 1929 fide de Sitter, 1959; Cloos, 1955; Hoeppener 1956; Aderca 1963; Morgenstern, Tchalenko, 1967 a; Tchalenko, 1968, 1970; Lajtai, 1969; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Wilcox et al., 1973; Freund 1974; Jaroszewski, 1974 i inni).

Symbole określające zespoły struktur przydyslokacyjnych stosowano zgodnie z Tchalenko (1968) i Tchalenko, Ambraseys (1970).

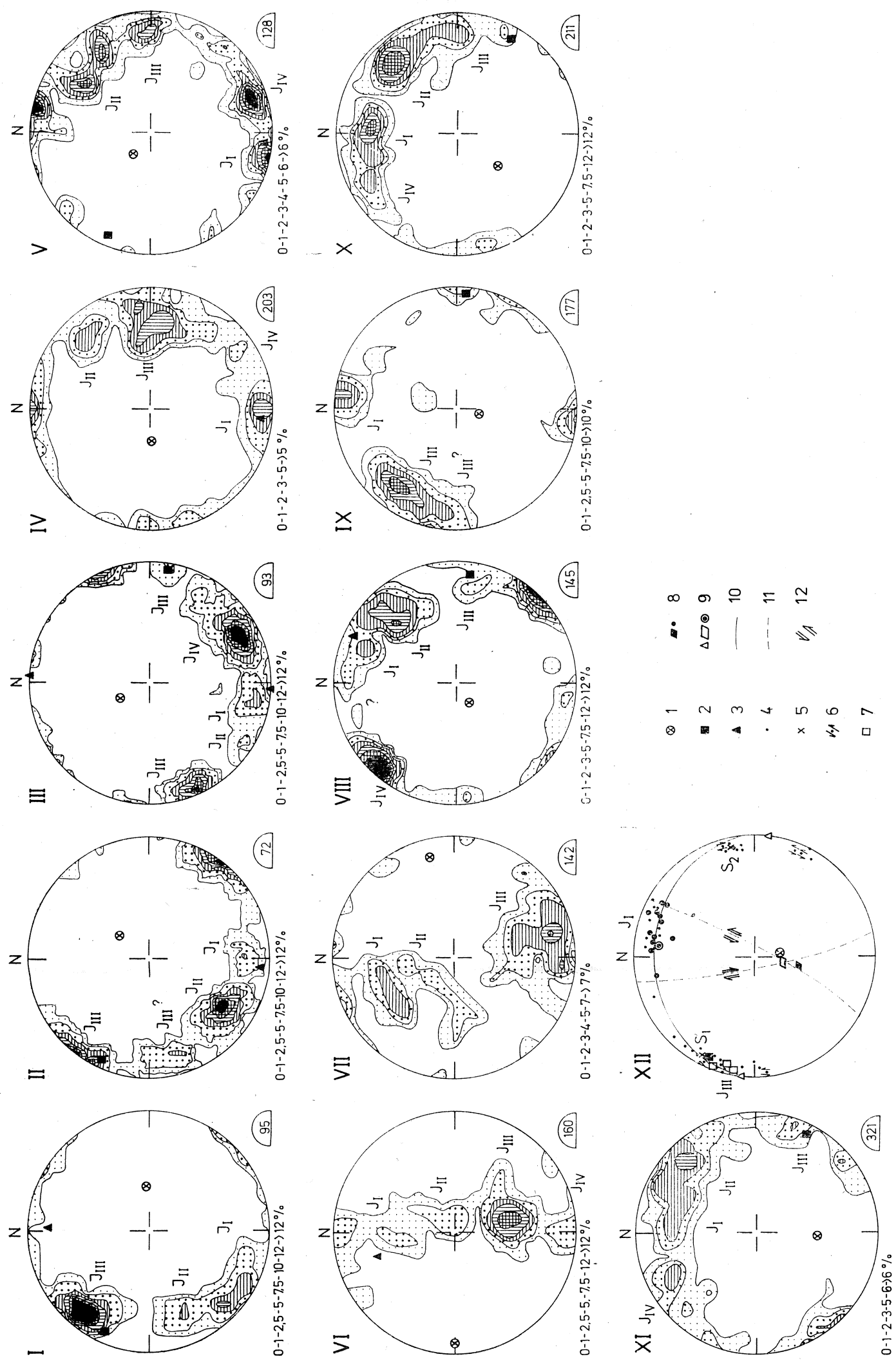


Fig. 12. Jointing in Devonian and Carboniferous rocks of Lower Variscan structural stage. For localization of measurement points see Fig. 1. 1 — average attitude of strata; 2 — axis B₁; 3 — axis B₂; 4 — joints; 5 — average position of conjugated sets S₁ and S₂ which form J_{III} joints (transversal to B₁); 6 — tectonic ribs and tectonites on the planes surface of J_{III} joints; arrows indicate directions and the turn of the tendency to dislocation; 7 — intersection lines of J_I joints and the bedding planes; 8 — axes B and C of the system of fractures S₁ and S₂; 9 — calculated axes A, B and C of the S₁ — S₂ system; 10 — great circle of bedding planes; 11 — great circles of S₁ and S₂ sets; 12 — direction and turn of tectonic transport on the surface of joints S₁ and S₂.

Fig. 12. Diagramy ciou w utworach dewonu i karbonu dolnego pietra wawyskiego w rejonie debnickim. Lokalizacja stanowisk pomiarowych ciou wedlug mapy (fig. 1). 1 — usrednione polozenie warstw; 2 — os B₁; 3 — os B₂; 4 — ciou; 5 — usrednione polozenie sprzezonych zespolow S₁ i S₂ tworzacych ciou J_{III} (poprzeczny w stosunku do B₁); 6 — zebra tektoniczne i tektoglify na powierzchni ciou J_{III}, strzałki wskazują kierunek i zwrot tendencji do przemieszczenia; 7 — krawędzie przecięcia się ciou J_I z uławiczeniem; 8 — osie B i C systemu spękań S₁ i S₂; 9 — osie A, B i C systemu S₁ i S₂ wyznaczone konstrukcyjnie; 10 — koło wielkie uławiczenia; 11 — koła wielkie zespolow S₁ i S₂; 12 — kierunek i zwrot transportu tektonicznego na powierzchniach ciou S₁ i S₂.

S_2 można by natomiast porównać ze ścięciami wysokokątowymi R' . Dodatkowo przemawia za tym, często występująca wśród spękań zespołu S_2 S-kształtna deformacja, o której pisał Tchalenko (1970). Omówione spękania są najprawdopodobniej równowiekowe, w sensie etapu tektonogennego, z tworzeniem się fleksury.

Oprócz opisanych zespołów spękań S_1 i S_2 występują również, znacznie zresztą od poprzednich lepiej wykształcone spękania S_3 , o biegach niemal prostopadłych w stosunku do biegu dyslokacji podłużnej fleksury (fig. 11). Lokalnie mają one charakter kliważu. Podczas gdy spękania S_1 i S_2 związane są genetycznie ze składową zrzutową dyslokacji to powstanie spękań zespołu S_3 wiązać można z jej składową przesuwczą. Spękania S_3 są najprawdopodobniej w stosunku do niej pochodnymi, typu wysokokątych ścięć R' . Z powierzchnią uskoku tworzą one kąty około $75-80^\circ$. Wiele spękań tego zespołu posiada S-kształtną deformację i wskazują na prawoskrętny zwrot ruchu na uskoku czatkowickim.

CIOS

Cios jest najpowszechniej występującym zjawiskiem strukturalnym w skałach; doczekał się olbrzymiej ilości opracowań, lecz jego geneza wcale nie jest nadal jednoznacznie wyjaśniona. Zdarza się, że w opracowaniach nawet tego samego obszaru odmiennie bywa interpretowana (por. Parker, 1942; Nickelsen, Van Ness Hough, 1967; Burger III, Thompson, 1970). Z uwagi na tak znaczne rozbieżności w traktowaniu genezy ciosu wszelkie rozważania muszą z natury rzeczy mieć jedynie orientacyjny charakter.

Dla opisu i analizy zjawisk ciosotwórczych zastosowano terminologię opartą w głównej mierze na pracach Jaroszewskiego (1972, 1974) a także Boretti-Onyszkiewicz (1968 b), Hancocka (1968) i Hodgsona (1961 a).

Zmienność ciosu

Cios w utworach dewonu i karbonu rejonu dębnickiego wykazuje katalność. Jednocześnie występują również spękania skośne do uławicenia (fig. 12). Jest to przeważnie cios pionowy dający maksima na obwodzie diagramów. Kierunki reprezentowane przez te strome spękania są porównywalne z ciosem występującym w utworach permsko-mezozoicznych Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Dzuleński, 1953; Kozioł 1953; Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1960; Bilan, Krokowski, 1973; Krokowski 1974, 1977a, i inni).

Cios waryscyjski wykształcony jest w postaci dwóch systemów spękań składających się z dwóch sprzężonych zespołów J_I-J_{III} i $J_{II}-J_{IV}$. Spękania ciosowe są bardzo często wypełnione węglanem wapnia, przy czym występuje najprawdopodobniej kilka jego generacji.

System J_I — J_{III}

System J_I — J_{III} wykształcony jest w postaci prostokątnie krzyżujących się spękań zespołów J_I i J_{III} (fig. 12). Zespół J_I zajmuje położenie zbliżone do równoległości w stosunku do przebiegu lineacji B_1 , natomiast zespół J_{III} położenie względem niej poprzeczne. Na diagramach zespół J_{III} charakteryzują maksima o wyższych koncentracjach pomiarów niż zespół J_I . Lokalnie zespół J_{III} wykształcony jest prawdopodobnie w postaci ostrokatnie krzyżujących się, komplementarnych ścięć o małym, dwusiecznym kącie sprzężenia (Muehlberger, 1961). Sytuację taką można obserwować w Szklarach, Dębniku i Paczółtowicach (fig. 12). Na takie wykształcenie tego zespołu wskazuje również znaczne azymutalne rozciągnięcie jego pomiarów na diagramach, w tym również na diagramie zbiorczym średnich kierunków ciosu (fig. 13). Tego typu spękania były opisywane i podobnie interpretowane w różnych obszarach (Sheldon, 1912; Parker 1942; Muehlberger, 1961; Książkiewicz, 1968; Jąroszewski, 1972; Tokarski, 1975).

Cios tego systemu jest intensywnie mineralizowany kalcytem, tworzącym lokalnie grube jego żyły.

System J_{II} — J_{IV}

Zespoły J_{II} i J_{IV} tworzą zwykle słabsze maksima niż cios systemu J_I — J_{III} . W pewnych jednak przypadkach, zwłaszcza gdy ich biegi są zbliżone do biegu warstw, dają silne skupienia, niejednokrotnie intensywniejsze nawet niż zespoły systemu J_I — J_{III} . Powierzchnie tego ciosu są na ogół równe, gładkie i charakteryzuje je o wiele słabsza niż w przypadku ciosu J_I — J_{III} mineralizacja kalcytem. Wyraża się to rzadszym występowaniem kalcytu oraz wyraźnie mniejszą miąższością wypełnień. Spękania tego systemu często mają kulisowy charakter, tworząc niskokątowy zespół w stosunku do osi szeregu. Zespoły ciosu J_{II} — J_{IV} tworzą ze sobą kąt ostry zawarty w granicach 60 — 90° ; przeważnie zbliżony do około 70 — 80° . Dwusieczna kąta ostrego zawartego między zespołami tego ciosu (oś C) zajmuje położenie najczęściej zbliżone do równoleżnikowego (fig. 12). Taka jej orientacja widoczna jest zwłaszcza po dokonaniu konstrukcyjnego obrotu warstw do położenia poziomego. Podobne zjawisko obserwuje się również w utworach karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Bogacz, 1978; Bogacz, Krokowski, 1978), co sugeruje, że może ono mieć szerszą regionalną wymowę.

Próba interpretacji genezy ciosu

Celem odtworzenia pierwotnego położenia powierzchni ciosowych oraz ich układów strukturalnych dokonano rotacji warstw do położenia poziomego wokół osi lokalnych struktur (fig. 12). Rotacja była dokonywana

na dwukrotnie z uwagi na dwa etapy odkształceń ciągłych F_1 i F_2 . Obracano uśrednione położenia zespołów ciosu oraz warstw. Cios po rotacji wykazuje znaczne przestrzenne uporządkowanie. Kierunki średnie zespołów grupują się na obwodzie diagramów i wskazują na istnienie sieci kierunków głównych (fig. 13). Najczęściej najlepiej wykształcone zostały zespoły, które obecnie zajmują położenie zbliżone do biegu i upadu warstw. One też najczęściej wykazują najsilniejszą mineralizację kalcytem.

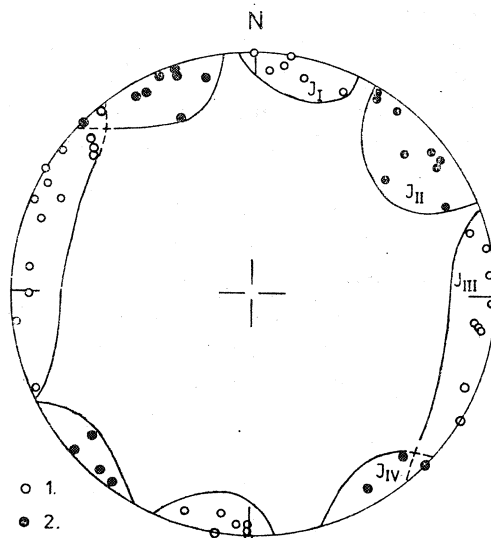


Fig. 13. Diagram położenia zespołów ciosu po rotacji uławiczenia do poziomemu wokół osi B_1 i B_2 lokalnych struktur. 1 — system J_I — J_{III} ; 2 — system J_{II} — J_{IV}

Fig. 13. Position of joint sets after the rotation of bedding planes round the axes B_1 and B_2 to the horizontal position. 1 — system J_I — J_{III} ; 2 — system J_{II} — J_{IV}

W stosunku do obecnego położenia warstw zespoły ciosu nie wykazują jednolitej orientacji i relacji przestrzennych oraz jednoznacznego wykształcenia gęstości i cech morfologicznych powierzchni (fig. 12). Eliminuje to możliwość tłumaczenia ciosu jako efektu jednego tylko etapu tektoniki związanego z radialno-koncentrycznym lub wachlarzowo-koncentrycznym układem pola naprężeń (Jaroszewski, 1974, str. 231), które można by ewentualnie tłumaczyć jako efekt tylko i wyłącznie kopulastego dźwignia utworów paleozoicznych Dębnika spowodowanego wpływem mas magmowych (por. Dżułyński, 1955). Zatem wykształcenie ciosu wskazuje na wieloetapową jego genezę i potwierdza tezę o wielofazowości tworzenia się obecnego obrazu budowy geologicznej tego rejonu.

Katetalna orientacja ciosu nie dowodzi przedfałdowego (przedrotacyjnego) jego pochodzenia (Muecke, Charlesworth, 1966; Price, 1959, 1966; Hancock, 1964; Jaroszewski, 1972, 1974; Tokarski, 1975). Posunięta do pewnego stopnia niezależność układu strukturalnego ciosu waryscyjskie-

go rejonu dębnickiego oraz układów mechaniczno-strukturalnych deformacji F_1 i F_2 sugerują jego związek również z innymi etapami tektogenezy. Cios ten powstał najprawdopodobniej w okresie poprzedzającym rotację warstw systemu F_1 . Nie jest wykluczone, że genezę jego można odnieść jeszcze do etapu grawitacyjno-normalnego układu pola naprężeń poprzedzającego fałdowanie F_1 a znaczonego starszą generacją stylolitów.

Wydaje się, że jest on jednak związany równocześnie z tym samym okresem orogenicznym, który przyniósł fałdowanie F_1 , ponieważ odpowiada planowi strukturalnemu tego systemu. Rotacja warstw w trakcie deformacji F_1 i F_2 dokonywała się w górotworze, w którym już istniała regionalna sieć ciosu J_I — J_{IV} w postaci bądź to gotowych spękań, bądź też założeń powierzchni osłabień lub szczelinek inicjalnych w miejscu przyszłych nieciągłości. Chodzi tu głównie o fazę gromadzenia energii sprężystej i istnienia naprężeń wcześniejszych od wychylenia warstw (Price, 1959, 1966; Secor 1965; Jaroszewski, 1972, 1974). Otwarcie i mineralizacja ciosu mogła nastąpić w czasie fałdowania i później.

W trakcie rotowania warstw i tworzenia się odkształceń systemów F_1 i F_2 mogła nastąpić znaczna ewolucja rozkładu pola naprężeń, w wyniku której cios nosi znamiona synkinematycznego w stosunku do tych deformacji a zwłaszcza systemu F_1 . System J_I — J_{III} można uważać jako ekstensyjny (spękania ekstensyjne zespołu J_{III} lokalnie przechodzą w ścięcia ostrokątnie sprzężone), co w znacznej mierze znajduje potwierdzenie w analizie cech morfologicznych jego powierzchni. Ostrokątnie sprzężone spękania systemu J_{II} — J_{IV} mają najprawdopodobniej założenia ścięciowe. Dwusieczna ich ostrego kąta odzwierciedla poziome, najczęściej równoleżnikowe położenie osi σ_1 przy pionowej orientacji σ_2 . Taką orientację układu strukturalnego systemu J_{II} — J_{IV} może być wynikiem wpływu deformacji F_1 i odmiennego ułożenia ciosu w synklinie i antyklinie, którą przewiduje de Sitter (1964, str. 110). Mogą one pochodzić również z okresu F_2 . O zmianie pól naprężeń w trakcie fałdowania i związku ciosu z jego etapami pisali Burger III i Thompson (1970, por. też A. K. Tokarski, 1977). Za przedstawioną interpretacją genezy ciosu przemawia znaczne uporządkowanie jego zespołów po rotacji warstw do poziomu oraz bardzo nierównomierne ich wykształcenie pod względem gęstości, cech morfologicznych powierzchni i mineralizacji kalcytem. Nierównomierność ta wskazywałaby na znaczną rolę modyfikacji pierwotnego pola naprężeń przez układy lokalne systemów F_1 i F_2 . Hipoteza ta również prosto tłumaczy istnienie zgodności spękań z regionalną siecią ciosu występującego w utworach piętra waryscyjskiego na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego północno-wschodniego obrzeżenia (Cis, 1974; Kozioł, 1953; Pawłowicz, 1967; Herbach, 1978; Bogacz, 1978 i inni). Przeciwno tej hipotezie przemawiają natomiast stosunkowo częste przypadki odchylenia położenia zespołów od prostopadłości do uła-

wicenia, dotyczące zwłaszcza systemu J_{II} — J_{IV} . Przemawia to za jego późniejszym powstaniem w stosunku do systemu J_I — J_{III} .

Ostatnio pojawia się coraz więcej prac poświęconych badaniom dużych uskoków (lineamentów, rozłamów — w tym również ciosu) w skali globu ziemskiego i porządkowania ich w szereg różnych systemów (Sonder, 1956; Moody, Hill, 1956, 1964; Badgley, 1965; Parker Gay Jr., 1973, i inni). W aspekcie zawikłanej, kontrowersyjnej i nieraz diametralnie różnie traktowanej genezy ciosu (Hodgson, 1961 b) zastanowienie budzić muszą sugestie nawiązujące do starej koncepcji Hobbsa (1911 fide Parker Gay Jr., 1973), wiążące spękania skorupy ziemskiej w kilka sprzężonych par zespołów. Podtrzymując uwagi Jaroszewskiego (1972, str. 87) na temat tektonicznego pochodzenia ciosu, należałoby się jednak zastanowić, czy niektóre czynniki wpływające z rozważań ogólnotektonicznych nie mogą w pewien sposób warunkować jego genezy. Ich wpływ w różnych schematach i rozważaniach „tektoniki regmatycznej” (Sonder, 1956; Badgley 1965) na struktury w różnych skalach (makro, mezo i mikro) jest widoczny (Moody, Hill, 1956, 1964; Garfunkel, 1966; Tchalenko, 1968, 1970; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Jaroszewski, 1972, 1974; Wilcox et al., 1973; Harding, 1973; Freund, 1974 i inni). Chodzi tutaj o wpływ starszych planów i założeń strukturalnych na młodsze w sensie propagacji powierzchni nieciągłości ku górze i odbicia kierunków starszych w młodszych piętrach strukturalnych (Blanchet, 1957) oraz o warunkowanie młodszej tektoniki żywotnością i odmładzaniem struktur istniejących w podłożu w sensie jej generowania i odpowiedniego modyfikowania (stymulowania). W związku z tym siły tektoniczne w skali regionu odpowiedzialne za powstanie mezostruktur (między innymi i ciosu) wiązać się mogą z generalnym planem strukturalnym dużych obszarów (być może i kontynentów), które z kolei mogą mieć swoje czynniki generujące w skali globalnej. W świetle tych uwag łączenie zespołów lineamentów w ortogonalne najczęściej systemy może mieć głębokie, tektoniczne uwarunkowanie. W tym też sensie stare założenia strukturalne wieku prekambryjskiego mogą mieć znaczny wpływ na późniejsze procesy diastroficzno-tektoniczne (Parker Gay Jr., 1973).

TEKTONIKA NIECIĄGŁA

Rozważania nad tektoniką nieciągłą w aspekcie drobnostukturalnym obejmują analizę:

- powierzchni o cechach ściąg,
- drobnych uskoków,
- struktur ślizgowych i slikolitów,
- stylolitów,
- struktur przydyslokacyjnych.

Diagramy tych struktur występujących w utworach piętra waryscyjskiego mają charakter kumulatywny i muszą być rozpatrywane na tle takich zjawisk wieku alpejskiego (por. Jaroszewski, 1972).

Drobne uskoki i powierzchnie o cechach ścieć

Powierzchnie ślizgu nieciągłości obserwowanych w odsłonięciach są przeważnie płaskie lub do nich zbliżone, aczkolwiek obserwuje się niekiedy uskoki lub ściecia o łukowatych kształtach ich powierzchni. Zwrot przemieszczenia wzdłuż dyslokacji określano na podstawie korelacji litologicznej ławic lub niekiedy przy pomocy struktur towarzyszących typu opierających spękań przydyslokacyjnych i tektoglifów, zgodnie z tzw. kryterium odwrotnym w stosunku do klasycznego Lahégo (Dżułyński, 1953; Paterson, 1958; Tjia, 1964; Dżułyński, Kotlarczyk, 1965; Riecker, 1965; Gay 1970; Jaeger, 1971; Jaroszewski, 1972).

Powierzchnie o cechach ścieć o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego i upadach $60-70^\circ$ (fig. 14) tworzą, jak się wydaje, sprzężony system o zrzutowo-normalnej, grawitacyjnej charakterystyce układu kinematycznego. Ich związków tektogenetycznych nie da się w pełni jednoznacznie rozwiązać. Mogą one odzwierciedlać tak waryscyjski, jak i alpejski transport tektoniczny. Mineralizacja podobna do wypełnień szczelin ciosu sugeruje waryscyjski wiek tych ścieć. Tworzą one system ścieć podłużnych w stosunku do równoleżnikowych sfałdowań F_1 i można by je wiązać najprawdopodobniej z pofałdowym odprężeniem. Wystę-

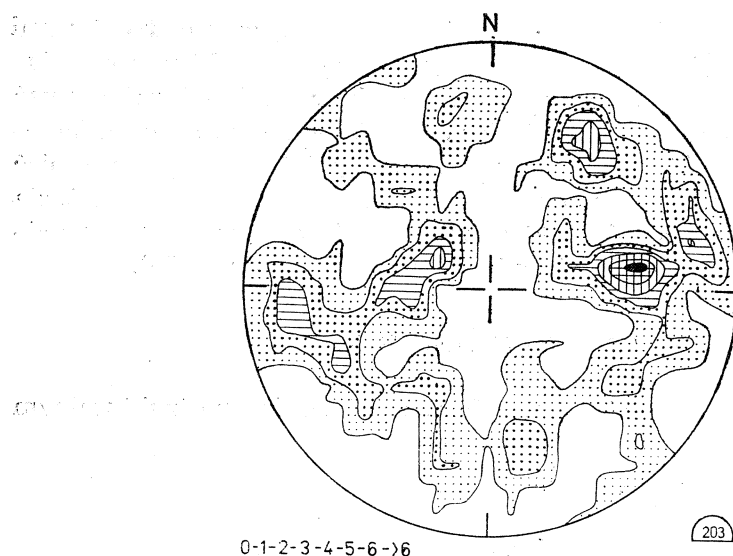


Fig. 14. Diagram powierzchni o cechach ścieć występujących w utworach paleozoicznych piętra waryscyjskiego w rejonie dąbnickim

Fig. 14. Diagram of shear

pują tutaj dwa systemy ścięć o biegach zbliżonych do południkowych reprezentujących najprawdopodobniej również transport tektoniczny waryscyjskiego cyklu F_2 . Ścięcia połogie o kątach upadu $20-40^\circ$ tworzące sprzężony system są przypuszczalnie odzwierciedleniem nasuwczego układu pola naprężeń F_2 o połączym, równoleżnikowo orientowanym przebiegu osi σ_1 i pionowej osi σ_3 . Geneza systemu ścięć stromych, o kątach upadu $70-80^\circ$ może być dwojako interpretowana. Mogą one być ścięciami o zrzutowo-normalnym, grawitacyjnym pochodzeniu. Analiza struktur ślizgowych oraz drobnych uskoków wskazuje jeszcze na możliwość wiązania ich z uskokami przesuwczymi jako zespołu ścięć D (Tchalenko 1968, Wilcox et al. 1973) o przebiegu prawie równoległym do głównych powierzchni nieciągłości.

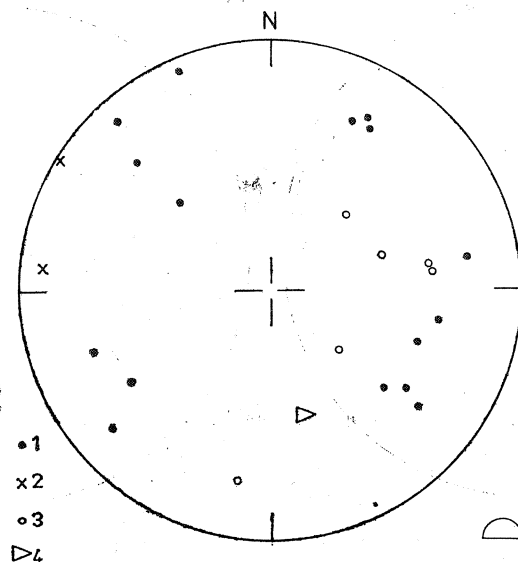


Fig. 15. Diagram położenia drobnych uskoków w utworach paleozoicznych piętra waryscyjskiego w rejonie dębickim. 1 — uskoki normalne; 2 — uskoki przesuwcze; 3 — uskoki odwrócone; 4 — uśrednione położenie powierzchni uskoków przesuwczo-inwersyjnych o równoleżnikowym transporcie tektonicznym występujących w łomie czatkowickim

Fig. 15. Diagram of minor faults. 1 — normal faults; 2 — strike-slip faults; 3 — reverse faults; 4 — average position of the reverse strike-slip faults in the Czatkowice quarry showing W—E tectonic transport

Rozkład drobnych uskoków pomierzonych w utworach piętra waryscyjskiego (fig. 15) pokrywa się z rozkładem ścięć. Przeważają uskoki zrzutowe, wśród których dominują uskoki normalne. Uskoków przesuwczych, które są prawie pionowe, na diagramie jest niewiele. Wydaje się, że wynika to najprawdopodobniej z trudności ich udokumentowania. Uskoki odwrócone pochodzą głównie z okolic Dębika. Charakteryzują je wschodnie upady powierzchni ślizgu o kątach upadu wynoszących około 50° . Uskoki te są przypuszczalnie spokrewnione ze ścięciami o podob-

nej geometrii i reprezentują transport tektoniczny F_2 związany z horyzontalną kompresją o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego. Dyslokacje te są skośne do uławicenia i posiadają w Dębniku przeciwne do nich upady. Sugeruje to ich późniejszą genezę w stosunku do rotacji warstw.

Struktury ślizgowe i slikolity

Struktury ślizgowe przedstawiono wspólnie ze slikolitami, które traktowano jako formy pośrednie między ślizgami a stylolitami (por. Jaroszewski 1969, 1972). Projekcje dokonano metodą Hoeppenera (1955)

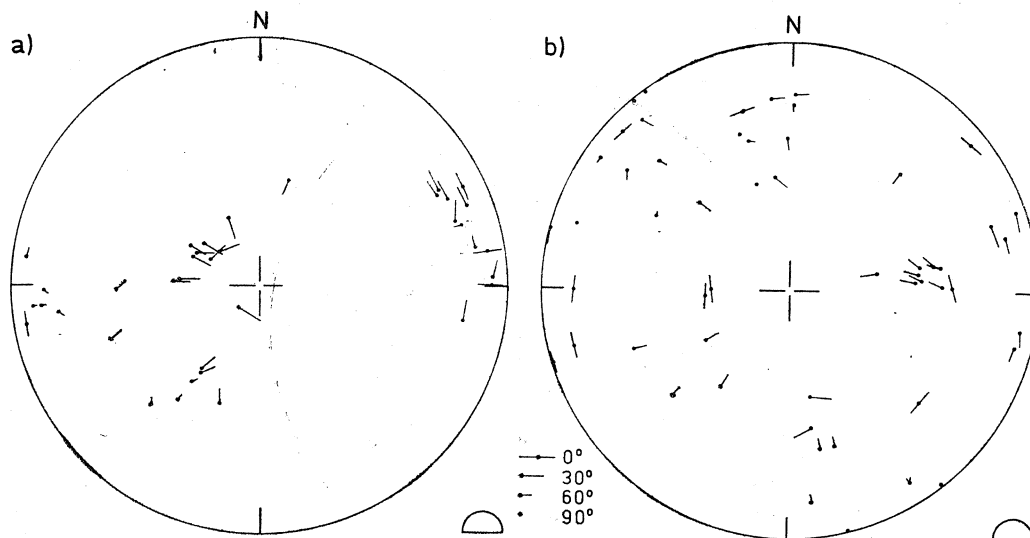


Fig. 16. Diagramy struktur ślizgowych występujących na: a — powierzchniach uławicenia; b — innych powierzchniach nieciągłości w utworach paleozoicznych piętra waryscyjskiego w rejonie dębnickim. Długość odcinka symbolizuje kąt nachylenia lineacji rys ślizgowych i slikolitów a punkt położenia powierzchni

Fig. 16. Slickenside structures, a — on the bedding planes, b — on the other planes. The length of the segment indicates magnitude of dip of slickensides and sicolites. The point shows the position of the plane

z modyfikacją polegającą na tym, że długość odcinka symbolizującego lineację rys ślizgowych i slikolitów uzależniona jest od jej nachylenia (fig. 16). Im lineacja ta jest stromsza, tym krótszy odpowiada jej odcinek, tak że w przypadku pionowego jej położenia odcinek ten przechodzi w punkt.

Geometrię rozkładu struktur ślizgowych i slikolitów cechuje znaczny rozrzut powierzchni, na których występują. Istotne znaczenie posiada równoleżnikowy transport tektoniczny, który dominuje zwłaszcza wśród zlustrowań występujących na powierzchniach uławicenia (fig. 16a). Wydaje się on reprezentować najprawdopodobniej lineację a południkowych

odkształceń systemu F_2 . Najczęściej obserwować go można w rejonie fleksury czatkowickiej i okolicach Dębника. Znaczną rolę odgrywa również południkowy transport tektoniczny F_2 znaczony połączonymi rysami na stromych powierzchniach o południkowych biegach (fig. 16b). Nie obserwuje się go na powierzchniach połączonych. Lokalnie, np. w rejonie Czernej obserwować można slikolity występujące na powierzchniach uławicenia reprezentujące najprawdopodobniej południkowy transport tektoniczny systemu F_1 lub też F_3 .

Stylolity

Stylolity występujące w utworach paleozoicznych obszaru badań tworzą populację składającą się z dwóch grup. Stylolity pierwszej grupy, spotykane częściej, występują na powierzchniach międzyławicowych posiadając pręciki ustawione prostopadłe do warstwowania (fig. 17). Pochodzą one najprawdopodobniej z okresu przed rotacją warstw. Stylolity te powstały w grawitacyjno-normalnym polu naprężeń (σ_1 — pionowe) w poziomo leżących warstwach (por. Świdrowska, 1976). Znacznie

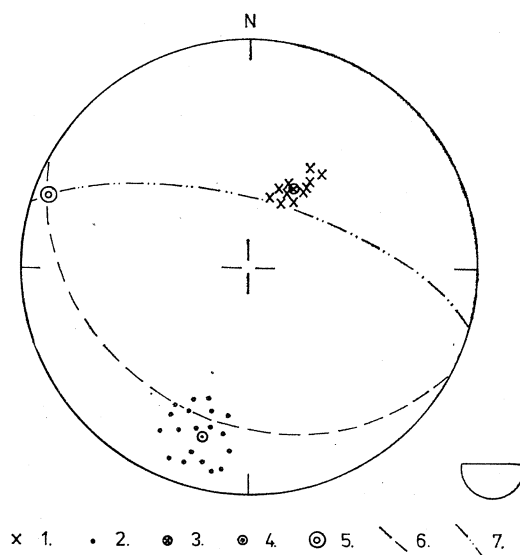


Fig. 17. Diagram stylolitów występujących w wapieniach wizeńskich w łomie gromadzkim — Czarna (strefa E). 1 — pręciki stylolitów międzyławicowych (I grupa); 2 — pręciki stylolitów równoległe do uławicenia (II grupa); 3 — uśrednione położenie warstw; 4 — uśrednione położenie lineacji stylolitowej równoległej do uławicenia; 5 — oś B_1 lokalnej struktury; 6 — koło wielkie uławicenia; 7 — koło wielkie uśrednionego położenia powierzchni stylolitów grupy II

Fig. 17. Stylolites occurring in the Visean limestones in the homogenic area E. 1 — rods of intrastratal stylolites (1st group); 2 — rods of stylolites parallel to the bedding planes (2nd group); 3 — average attitude of strata; 4 — average position of the stylolitic rods parallel to bedding planes; 5 — axis B_1 of local structure; 6 — great circle of the bedding planes; 7 — great circle of the stylolitic planes of the 2nd group

rzadziej można spotkać stylolity grupy drugiej o pręcikach równoległych względem uławicenia (fig. 17). Jedynie w rejonie Czernej (strefa E) obserwowano stylolity tej grupy występujące stosunkowo licznie. Stamtąd też pochodzi diagram ukazujący przestrzenne relacje obu grup stylolitów. Pręciki tych stylolitów nurzają się w kierunku SSW (fig. 17) i pokrywają się z przebiegiem lineacji a systemu F_1 lub F_3 . Genezę ich można najprawdopodobniej wiązać z fałdowaniem F_1 jako efekt kompensacji mas skalnych przy deformacji ciągłej (Choukroune, 1969). Za związkiem tych stylolitów z odkształceniami F_1 przemawia równoległość słupków stylolitów do uławicenia. Gdyby natomiast pochodziły one z okresu F_3 , posiadałyby względem uławicenia położenia skośne, wynikające z istniejącego wychylenia warstw poprzedzającego deformację F_3 . Wyznaczają one położenie naprężenia σ_1 etapu F_1 w tym rejonie (P. Choukroune l.c.).

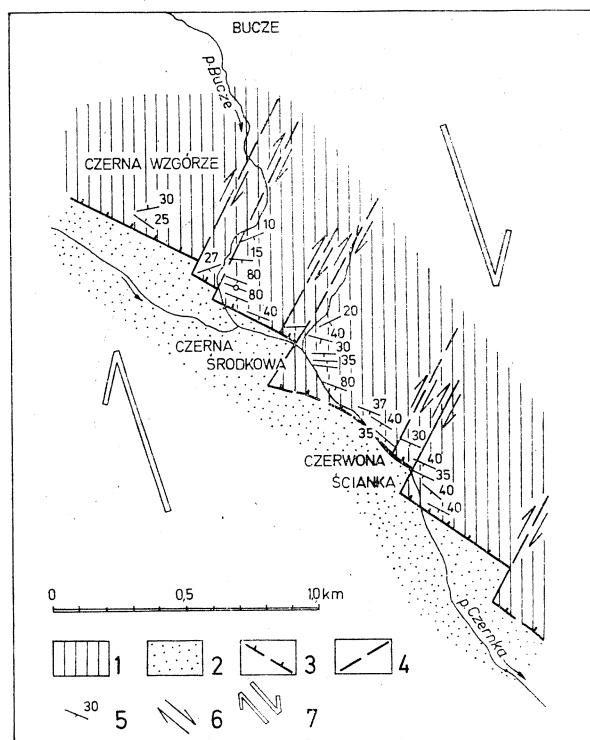


Fig. 18. Mapa geologiczna utworów karbońskich w okolicy Czernej (według Zajączkowskiego 1975, nieco uproszczona). 1 — wapień węglowy; 2 — warstwy malinowickie; 3 — dyslokacja Czernej (wg W. Zajączkowskiego l.c. — nasunięcie); 4 — uskoki przesuwcze; 5 — pomiary położenia warstw; 6 — kierunek i zwrot względnego ruchu na uskoku; 7 — kierunek i zwrot względnego ruchu przesuwczego w podłożu

Fig. 18. Geological map of the area of Czerna (after Zajączkowski, 1975) 1 — Kohlenkalk (Lower Carboniferous); 2 — Malinowice Beds; 3 — Czerna dislocation (interpreted as thrust by Zajączkowski); 4 — strike-slip faults; 5 — attitude of strata; 6 — movements along fault planes; 7 — strike-slip movement in the basement

Uskoki przesuwcze

W celu ukazania stosunków strukturalnych związanych z problematyką tektoniki przesuwczej posłużono się mapą rejonu doliny Czernki (fig. 18). Występuje tutaj szereg uskoków o przebiegu zbliżonym do NNE—SSW i najprawdopodobniej przesuwczej lub zrzutowo-przesuwczej charakterystyce (Zajączkowski 1975). Dyslokacje te tworzą szereg kulisowy o osi NW—SE lub NNW—SSE i prawoskrętnym zwrocie przemieszczeń uskokowych. Mają one przypuszczalnie strome powierzchnie ślizgów. Taki układ cech dynamicznych tego zespołu dyslokacji wynika z obserwacji i analizy struktur ślizgowych, sliksolitów oraz opierającego kliważu przydyslokacyjnego. Istnienie takich uskoków potwierdzają również ogólne dane kartograficzne (Bogacz 1977, por. fig. 1).

Źródłem powstania tego zespołu uskoków był najprawdopodobniej prawoskrętny ruch przesuwczy głęboko pogrzebanych bloków podłoża (Bogacz l.c.) dokonujący się w strefie o przebiegu NW—SE lub NNW—SSE. W stosunku do jej przebiegu uskoki reprezentują zespół homotetyczny R lub T. Można podejrzewać, że ruch ten nie był skupiony w wąskiej strefie α , dotyczył raczej pewnej tendencji obszaru (Closs, 1955; Tanner, 1962; Tchalenko, 1970; Jaroszewski, 1974). Odbyszał się on też najprawdopodobniej w kompresyjnym reżimie mechanicznym. Do tego systemu uskoków należy zapewne także dyslokacja fleksury czatkowickiej.

W paleozoicznym podłożu obszaru położonego w rejonie Zawiercia i Łaz Bednarek (1974) dopatruje się istnienia zespołu południkowych lub NNE—SSW uskoków przesuwczych o prawoskrętnym zwrocie przemieszczeń. Odpowiadają one przypuszczalnie opisanym tutaj dyslokacjom.

Ogólna charakterystyka sieci uskoków piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego

Według Bogacza (1977) piętro waryscyjskie rejonu dębnickiego nosi znamię intensywnie rozwiniętej tektoniki uskokowej. W obrazie kartograficznym tego rejonu (fig. 1), uskoków o zdecydowanie waryscyjskich cechach jest niewiele. Jest to, jak się wydaje, wyrazem trudności w ich dokumentowaniu. Dlatego też analiza mapy nie wnosi wiele informacji o naturze waryscyjskiej sieci uskokowej tego rejonu. Rozważania takie muszą się zatem z konieczności opierać na obserwacjach drobnostukturalnych i analizie takich sieci w obszarach przyległych. Wydaje się, że uskoki można odnieść do systemów równoleżnikowych i południkowych deformacji, reprezentujących główne kierunki strukturalne.

Równoleżnikowe i zbliżone do nich ścięcia i drobne uskoki generalnie o zrzutowo-normalnym układzie cech kinematycznych, o ile można wiązać z waryscyjskim cyklem tektonicznym, to w stosunku do przebiegu fałdów F_1 zajmują położenie podłużne. Jedną z możliwości jest

zaliczenie do tego systemu dyslokacji o przebiegu zbliżonym do NWW—SEE występującej w dolinie Czernki (fig. 1, 18).

Znacznie intensywniej zarysowuje się związek tektoniki uskokowej z południkowym kierunkiem strukturalnym. Jest on realizowany przez zrzutowo-przesuwcze i przesuwcze uskoki NNE—SSW mające swe odbicie tak w obserwacjach drobnostrukturalnych, jak i w obrazie kartograficznym. Drobne uskoki i ścięcia o południkowych biegach są porównywalne z tym kierunkiem strukturalnym. Ich różna charakterystyka kinematyczna mogła być spowodowana przez cykl układów pola naprężeń o rzeczywiście odmiennych cechach mechanicznych, jak również przez lokalne zróżnicowanie tego pola. W ogólnym obrazie tektoniki tego rejonu występuje tendencja wiązania odkształceń równoleżnikowych z fałdowaniem, natomiast deformacji południkowych z tektoniką uskokowo-fleksuralną (Bogacz 1977).

TEKTOGENEZA PALEOZOIKU DĘBNICKIEGO

Tektogeneza piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego stanowi proces przyczynowo-skutkowy składający się z kilku etapów (Bogacz, 1977; Krokowski, 1977). Etapy te trudno na razie utożsamić z poszczególnymi fazami orogenezy waryscyjskiej. Można natomiast określić ich wzajemne relacje czasowe, co umożliwia odtworzenie ewolucji zjawisk tektonicznych. Systemy tektoniczne F_1 i F_2 mimo swego głównego znaczenia geometrycznego wyznaczają w znacznym stopniu również pewne charakterystyczne etapy rozwoju procesu tektogenezy.

Normalno-zrzutowe pole naprężeń sprzed okresu fałdowania

Genezę stylolitów związanych z powierzchniami międzylawicowymi o przeciekach prostopadłych do uławicenia można wiązać z okresem sprzed rotacji warstw spowodowanej fałdowaniem F_1 . Powstały one w grawitacyjno-normalnym układzie pola naprężeń (σ_1 — pionowe). Najprawdopodobniej wiele małych nieciągłości o charakterze normalno-zrzutowym występujących w utworach paleozoicznych rejonu dębnickiego można odnieść zapewne do tego okresu tektonicznego. Miejscami mają one nawet charakter konsedymencyjnych.

Etap F_1

Etap tektoniki związany z fałdowaniem F_1 stanowiąc jednorodny system posiadał różne charakterystyki układu pól naprężeń.

Cios waryscyjski związany był najprawdopodobniej z tym samym okresem orogenicznym, który przyniósł fałdowanie F_1 . Powstał on w wa-

runkach tego samego układu pola naprężeń, gdy trajektorie σ_1 i σ_3 biegają równolegle do ławic. Wydaje się, że cios powstał w bardzo wczesnych etapach tego okresu. Wskazuje na to zgodność geometrii jego przestrzennego rozkładu z ciosem formacji karbonu produktywnego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Deformacje ciągłe F_1 i późniejsze zachodziły najprawdopodobniej w górotworze, w którym istniała regionalna sieć ciosu w postaci założonych powierzchni osłabień (zgromadzenia energii sprężystej) w miejscu przyszłych nieciągłości. W trakcie rotowania warstw i tworzenia się odkształceń systemów F_1 i F_2 mogła nastąpić znaczna ewolucja rozkładu pola naprężeń, w której wyniku cios nosi pewne znamiona ciosu synkinematycznego, zwłaszcza w odniesieniu do fałdowań F_1 . Otwarcie i mineralizacja ciosu nastąpiła w czasie fałdowania i później. Nie jest wykluczone, że geneza ciosu sięga okresu grawitacyjno-normalnego układu pola naprężeń sprzed fałdowania F_1 , posiadając założenia normalno-zrzutowe (Hancock, 1968).

Fałdy F_1 powstały w nasuwawczym układzie pola naprężeń (σ_2 — prawie poziome o kierunku zbliżonym do NWW—SEE, σ_1 — poziome o przebiegu NNE—SSW). Fałdowanie to charakteryzują niewielkie kąty upadu warstw i najprawdopodobniej odbywało się na zasadzie międzylawicowych fleksuralnych poślizgów (fleksural slip). Makrostrukturalnymi przedstawicielami tych form fałdowych są: strefa A — Szklary, strefa B — Racławice a także częściowo strefa E — Czarna. Efektem kompensacji mas skalnych przy fałdowaniu F_1 są stylolity o przeciekach równoległych do uławicenia i przebiegu zbliżonym do NNE—SSW. Wraz ze slikolitami na powierzchniach uławicenia wyznaczają one południkowy kierunek transportu tektonicznego tego okresu.

Etap F_2

Następny okres tektoniki piętra waryscyjskiego w rejonie dębnickim wiązać można z genezą fleksurowo-uskokowych struktur F_2 o południkowym przebiegu. Reprezentują je:

- system uskoków przesuwczych i zrzutowo-przesuwczych,
- deformacje ciągłe o typie fleksuralnych przegięć.

Znaczną rolę w kształtowaniu się stosunków strukturalnych odegrały przypuszczalnie ruchy pionowe związane z wglębną migracją mas magmowych (Kozłowski, 1955; Zajączkowski, 1964; Bogacz, 1977). Spowodowały one rotację warstw i wcześniej powstałych struktur np. ciosu (por. Dżułyński, 1955). Rotacja nosi znamiona rotacji koncentrycznej. Stąd też pochodzi częściowo kopulaste wykształcenie brachyformy Dębника oraz tak charakterystyczny, dopasowany do obecnie zajmowanego położenia warstw geometryczny i morfologiczny rozkład ciosu. Działanie sił związanych z wdzieraniem się od dołu magmy było jednak w znacznym stopniu uzależnione przez ramy budowy geologicznej już istnieją-

cej, uformowanej w okresie F_1 i częściowo F_2 . Doprowadziło to w konsekwencji do wzmocnienia efektu F_2 , w czasie którego najprawdopodobniej ruchy magmy miały miejsce.

Uskoki zespołu NNE—SSW powstały w przesuwczym układzie pola naprężeń (σ_2 — pionowe) przy współdziale pary sił o przebiegu NW—SE lub NNW—SSE i prawoskrętnym zwrocie. Uskoki te można interpretować jako zespół niskokątowych, homotetycznych ściąg R lub jako zespół T. Strefowo w sąsiedztwie uskoków występuje kliważ, wykształcony najczęściej w postaci wysokokątowych ściąg R'. Kliważ ten mógł wykorzystać wcześniej istniejące nieciągłości kliważu fałdowanego F_1 .

Lokalnie w strefie fleksury czatkowickiej i antykliny Dębника funkcjonowało nasuwawcze pole naprężeń o połogim, zbliżonym do równoleżnikowego przebiegu osi σ_1 . Oś σ_2 pokrywała się z orientacją lineacji B_2 . Efektem działania tego pola są najprawdopodobniej odwrócone położenia warstw i struktury translacyjne o typie kompresyjnych w fleksurze czatkowickiej oraz sprzężone ścięcia i drobne uskoki odwrócone o biegach zbliżonych do południkowych, obserwowane w rejonie badań.

Fleksura czatkowicka zapoczątkowana została najprawdopodobniej jako deformacja przyuskokowa lub naduskokowa (Bogacz, 1977) w stosunku do uskoku zespołu NNE—SSW. Dopiero w trakcie jej rozwoju pojawiło się lokalnie nasuwawcze pole naprężeń spowodowane wdzierającą się magmą.

Deformacje ciągłe systemu F_2 doprowadziły do reorientacji lineacji B_1 . Reorganizacja ta ma jednak lokalny zasięg ograniczony do obszarów, gdzie odkształcenia ciągłe F_2 były intensywne. Ma to miejsce jedynie, jak dotąd wiadomo, w strefie fleksury czatkowickiej.

Z badań geofizycznych i wiertniczych (Bukowy, 1961; Ekiert, 1971; Rulski, 1973) wynika, że w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wśród deformacji fałdowych kierunek południkowy nie tylko nie dominuje, ale w ogóle nie jest nigdzie poza Dębnikiem obserwowany. Dyskusję nad przebiegiem południkowych deformacji ciągłych w świetle cytowanych prac należałoby ograniczyć najprawdopodobniej tylko do wyniesienia dębnickiego nie implikując roli, jaką ta struktura odegrała w schematach strukturalnych Górnego Śląska i jego północno-wschodniego obrzeżenia (Zaręczny, 1894; Patteyski, 1924; Rutkowski, 1923, 1926, 1928, Czarnocki, 1935).

E t a p F_3

System F_3 geometrycznie odpowiada przebiegowi fałdów F_1 . Reprezentuje go fleksuralne, przyuskokowe przegięcie warstw występujące w wąskiej strefie przy uskoku Czernki. Interpretować je można jako deformację pochodną prawoskrętnych dyslokacji przesuwczo-zrzutowych zespołu NNE—SSW (fig. 19) według modelu Trevisana (fide de Sitter,

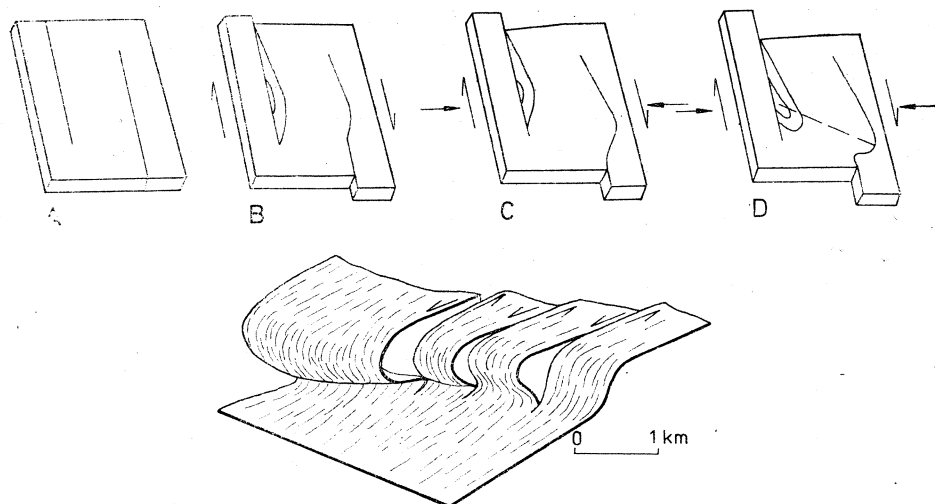


Fig. 19. Mechanizm deformacji fałdowych związanych z ruchem wzdłuż kulisowych dyslokacji przesuwczych (A, B, C i D według Trevisana fide de Sitter 1959; E według Mattauera 1973)

Fig. 19. Mechanism of deformations connected with the movement of en échelon strike-slip dislocations (A, B, C and D according to Trevisan fide K. de Sitter, 1959, E acc. to Mattauer 1973)

1959) i Mattauera (1973). Przegięcie to zajmowałoby położenie struktur kompresyjnych w eksperymencie Wilcoxa et al. (1973). Interpretacja ta jest jednak niepewna z uwagi na stosunkowo małą skalę przemieszczeń na uskokach przesuwczych do wielkości sumarycznego zrzutu uskoku Czernki i omawianego przyuskokowego przegięcia (Bogacz, 1977). Dużą rolę w powstaniu tych deformacji odegrały przypuszczalnie siły pionowe spowodowane wgłębnymi ruchami mas magmowych.

REGIONALNE CZYNNIKI TEKTOGENEZY

Tektogeneza piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego stanowi proces, który na tle rozwoju tektoniki obszaru północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zamyka się w logiczny łańcuch przyczynowo-skutkowy (Bogacz, 1977). Poszczególne etapy tego procesu noszące na pozór znamiona niezależności są w istocie rzeczy kolejnymi ogniwami procesu deformacyjnego zachodzącego w wyniku niepokoju tektonicznego podłoża. Badany obszar leży w waryscyjskiej nadbudowie strefy rozdzielającej dwa masywy: małopolski i górnośląski (Pozaryski, 1974). Wzajemny ruch tych masywów tak oboczny, jak i czołowy był najprawdopodobniej głównym czynnikiem tektogenetycznym omówionych odkształceń (Bogacz l.c.). Decydujący wpływ na rozwój zjawisk strukturalnych w piętrze waryscyjskim odegrały zatem stare, głębokie pęknięcia skorupy ziemskiej o przebiegu zbliżonym do NW—SE

(Dworak, Paproth, 1969; Pożaryski, 1971; Sawicki, 1972; Bogacz, 1977). Deformacje tego piętra noszą znamiona typowe dla struktur powstałych w nadkładzie głębokich, przesuwczych lub przesuwczo-zrzutowych stref dyslokacyjnych (Moody, Hill, 1956, 1964; Burtman et al. 1963; Pavoni 1961, 1969; Harding, 1973; Tchalenko, Ambraseys 1970; Jaroszewski, 1972 i inni).

W świetle przeprowadzonych badań drobnotektonicznych wydaje się, że struktury piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego formowały się w platformowym reżimie tektonicznym (Stille, 1964; Chain, 1974).

*Maszynopis otrzymano w kwietniu 1979,
przyjęto do druku we wrześniu 1979.*

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Aderca B. (1963), Contribution à la microtectonique houillère: fentes penniformes avec présence de nacrite. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 85: 309—317, Liege.
- Alexandrowicz S., Alexandrowicz Z. (1960), Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa. *Biul. Inst. Geol.*, 152: 95—171, Warszawa.
- Anderson E. (1951), The dynamics of faulting. 199 p., Edinburgh, London.
- Badgley P. (1965), Structural and tectonic principles 521 p., New York.
- Bednarek J. (1974), Budowa geologiczna strefy wychodni górnajurajskich między Zawierciem, Łazami i Pilicą. *Rozpr. dokt. Arch. UW.* Warszawa.
- Bilan W., Krokowski J. (1973), A structural analysis of joints and gypsum veins of Sławków clays. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Geol. Geogr.*, 21: 215—223, Varsovie.
- Blanchet P. (1957), Development of fracture analysis as exploration method. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 41: 1748—1759, Tulsa.
- Bogacz K. (1967), Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. *Pr. geol. PAN*, 41: 89 p., Warszawa.
- Bogacz K. (1977), Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. Problemy tektoniki północno-wschodniego obrzeżenia GZW, Materiały konferencji terenowej, Czatkowice 15—16. X.: p. 1—29, Kraków.
- Bogacz W. (1978), Tektonika utworów karbonu produktywnego okolic Jastrzębia w rybnickim Okręgu Węglowym. *Rozpr. dokt. Arch. AGH*, Kraków.
- Bogacz W., Krokowski J. (1978), Opracowanie tektoniczne rdzenia otworu wiertniczego Szczygłowice IG-1. *Arch. Inst. Geol.*, Sosnowiec.
- Boretti-Onyszkiewicz W. (1968), Cios we fliszu zachodniego Podhala. *Acta geol. pol.*, 18: 101—152, Warszawa.
- Bukowy S. (1961), Sprawa poszukiwań ropy naftowej w Hercynidach. *Kwart. geol.*, 5, 1: 57—61, Warszawa.
- Bukowy S. (1964), Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 184: 21—40, Warszawa.
- Bukowy S. (1974), Przedpole obszaru wyniesionego platformy wschodnioeuropejskiej — część południowo-zachodnia; w „Budowa geologiczna Polski”, IV, Tektonika, 1: 213—233, Warszawa.
- Burger III H., Thompson M. (1970), Fracture analysis of the Carmichael Peak anticline, Madison County, Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1831—1835.

- Burtman W., Łukjanov A., Pejve A., Rużiencov S. (1963), Gorizontalnyje pieremiešćenija po razłomam i niekatoryje metody ich izučenija. *Trudy Geol. Inst. AN SSSR*, 80.
- Chain W. (1974), Geotektonika ogólna (tłum. z ros.). Warszawa.
- Charlesworth H., Langenberg C., Ramsden J. (1976), Determining axes, axial planes, and sections of macroscopic folds using computer based method. *Can. J. Earth Sci.*, 13: 54—65.
- Choukroune P. (1969), Un exemple d'analyse microtectonique d'une serie calcaire affectée de plis isopaques („concentriques”). *Tectonophysics*, 7: 57—70, Amsterdam.
- Cis J. (1947), Występowanie łupliwości w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Biul. IN—BPW*, 22: 1—15, Katowice.
- Cloos E. (1955), Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66: 241—256, Baltimore.
- Cruden D., Charlesworth H. (1972), Observations on the numerical determination of axes of cylindrical and conical folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 2019—2024.
- Czarnocki S. (1935), Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu (1914—1934). *PIG*. p. 1—276, Warszawa.
- Dworak J., Paproth E. (1969), Über die Position und die Tektogenes des Rhenoherynikums und des Sudetikums in den Mitteleuropäischen Varisciden. *N. Jb. Geol. Paleontol.*, H. 2, Mh., Stuttgart.
- Dżułyński S. (1953), Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 3: 325—440, Warszawa.
- Dżułyński S. (1955), O formie występowania porfirów zalaskich. *Biul. Inst. Geol.* 97: 9—38, Warszawa.
- Dżułyński S., Kotlarczyk J. (1965), Tectoglyphs on slickensided surfaces. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.* 13: 149—154, Varsovie.
- Ekiert F. (1971), Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.* 66: p. 78, Warszawa.
- Fisher R. (1953), Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc., Ser. A*, 217: 195—305, London.
- Freund R. (1974), Kinematics of transform and transcurrent faults, *Tectonophysics*, 21: 93—134, Amsterdam.
- Garfunkel Z. (1966), Problems of wrench faults. *Tectonophysics*, 3: 457—473, Amsterdam.
- Gay N. (1970), The formation of step structures on slickensided shear surfaces. *J. Geol.*, 78: 523—532, Chicago.
- Grzybowski J. (1912), Granica wschodnia Krakowskiego Zagłębia Węglowego. *Przł. Górn.-Hutn.* p. 588—594. Dąbrowa Górnicza.
- Grzybowski J., Wójcik K. (1909), Monografia Węglowego Zagłębia Krakowskiego, p. 102, Kraków.
- Hancock P. (1964), The relations between folds and lateformed joints in South Pembrokeshire. *Geol. Mag.*, 101: 174—184, Hertford.
- Hancock P. (1968), Joints and faults: the morphological aspects of their origins. *Proc. Geol. Assoc.*, 79, 2, Colchester.
- Harding T. (1973), Newport-Inglewood Trend, California an example of wrenching style of deformation. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57: 97—116, Houston.
- Herbich E. (1978), Analiza tektoniczna sieci uskokuwej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Rozpr. dokt. Arch. UW*, Warszawa.
- Hodgson R. (1961 a), Classification of structures on jint surfaces. *Amer. J. Sci.*, 259, 7: 493—502, New Haven.

- Hodgson R. (1961 b), Regional study of jointing in Comb Ridge-Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 45, 1: 1—38, Tulsa.
- Hoepfner R. (1955), Tektonik im Schiefergebirge. *Geol. Rdsch.*, 44: 26—58, Stuttgart.
- Hoepfner R. (1956), Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geol. Rdsch.*, 45, 2: 247—283, Stuttgart.
- Jaeger J. (1971) Elasticity, fracture and flow with engineering and geological applications. Methuen and Co., p. 208, London.
- Jarosz J. (1926), Obecny stan badań nad stratygrafią dewonu i dolnego karbonu w okręgu Krakowskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 3: 115—190, Kraków.
- Jaroszewski W. (1969), New site of tectonic stylolites. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.*, 17, 1: 17—23, Varsovie.
- Jaroszewski W. (1972), Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Stud. geol. pol.*, 38: 215, Warszawa.
- Jaroszewski W. (1974), Tektonika uskoków i fałdów, p. 296, Warszawa.
- Kozioł S. (1953), Wykształcenie ciosu w karbonie i w nadkładzie triasowym w północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.* 219: 1—29, Warszawa.
- Kozłowski S. (1955), Intruzje porfirowe w grzbiecie dębickim. *Biul. Inst. Geol.* 97: 38—86, Warszawa.
- Krokowski J. (1974), Statystyczne opracowanie spekań ciosowych wapieni środkowego triasu i górnej jury między Krakowem a Chrzanowem. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, 19: 45—56, Kraków.
- Krokowski J. (1976), Analiza spekań wapienia węglowego w rejonie grzbietu dębickiego. *Spraw. z Posiedz. Kom. Nauk PAN*, (w druku), Kraków.
- Krokowski J. (1977 a), Tektonika obszaru między Krakowem a Sławkowem w świetle badań drobnostukturalnych. *Rozpr. dokt. Arch. AGH*, Kraków.
- Krokowski J. (1977 b), Tektogeneza paleozoiku dębickiego w świetle badań drobnostukturalnych. Problemy tektoniki północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Mat. Konf. Teren. Czatkowice* 15—16. X. p. 30—43, Kraków.
- Książkiewicz M. (1968), Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 2—3: 335—394, Kraków.
- Lajtai E. (1969), Mechanics of second order faults and tension gashes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 11: 2253—2272.
- Lindström M. (1961), On the significance of intersections in superposed deformation fabrics. *Geol. Mag.*, 98, 1: 33—40, Hertford.
- Mattauer M. (1973), Les deformations des matériaux de l'écorce terrestre. Herman. 493 p., Paris.
- Moody J., Hill M. (1956), Wrench-fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 9: 1207—1246, Baltimore.
- Moody J., Hill M. (1964), Moody and Hill system of wrench fault tectonics: reply. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 48, 1, Tulsa.
- Morgenstern N., Tchalenko J. (1967), Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Geotechnique*, 17, 4: 309—328, London.
- Muecke G., Charlesworth H. (1966), Jointing in folded Cardium sandstones along the Bow River, Alberta. *Canad. J. Earth. Sci.*, 3: 579—596, Ottawa.
- Muehlberger W. (1961), Conjugate joint sets of small dihedral angle. *J. Geol.*, 69, 2: 211—219, Chicago.
- Ney R. (1968), Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Pr. geol.*, 45. 82 p., Warszawa.
- Nickelsen R., Van Ness Hough D. (1967), Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 78, 5: 609—630, New York.

- Nowak J. (1927), Zarys tektoniki Polski, p. 160, Kraków.
- Nowak J., Zerndt J. (1935), Tektonika wschodniego krańca Polskiego Zagłębia Węglowego. *Spraw. PAU*, 40, p. 4, Kraków.
- Parker Gay S., Jr. (1973), Pervasive orthogonal fracturing in Earth's Continental Crust. Amer. Stereo Map. Co. Salt Lake City, Utah.
- Parker J. (1942), Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 53, 3: 381—408, Washington.
- Paterson M. (1958), Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 69, 4: 465—476, Baltimore.
- Pattejsky K. (1924), Schichtenfolge und Tektonik im Schles. Mährisch Kulm und die von den Decken der Karpaten Überlagerten Ostrau-Karwiner Südreire. Leoben Montan. Hochschule, Jb. Wien, p. 49—64.
- Pavoni N. (1961), Faltung durch Horizontalverschiebung. *Eclogae Geol. Helv.*, 54, 2, 515—534.
- Pavoni N. (1969), Zonen lateraler horizontaler Verschiebung in der Erdkruste und daraus ableitbare Aussagen zur globalen Tektonik. *Geol. Rdsch.* 59, 1, Stuttgart.
- Pawłowicz K. (1967), Rozkład powierzchni osłabionej spójności w skałach, metoda oznaczania trwałości i próba klasyfikacji stropów pokładów węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Pr. GIG.*, 429, Katowice.
- Petrascheck W. (1919), Geologische Studien am Ostrande des polnischen und des Krakauer Steinkohlenrevieres. *Jb. R. A.*, 68: 1—28, Wien.
- Pożaryski W. (1971), Tektonika elewacji radomskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 41: 169—179, Kraków.
- Pożaryski W. (1974), Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne; w „Budowa geologiczna Polski”, 4, 1: p. 24—34. *Tektonika*, Warszawa.
- Price N. (1959), Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, 96, 2: 149—167, Hertford.
- Prince N. (1966), Fault and joint development in brittle and semibrittle rock. 176 p., Oxford.
- Riecker R. (1965), Fault plane features: an alternative explanation. *J. Sedim. Petr.*, 35, 3: 746—748, Menasha.
- Rulski S. (1974), Budowa geologiczna podłoża mezozoiku w rejonie Siewierza i Zawiercia. *Rozpr. dokt.*, Warszawa.
- Rutkowski F. (1923), Sprawozdanie tymczasowe z badań wykonanych na obszarze występowania węgla brunatnego w okolicach Zawiercia i Siewierza. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 2: 117—150, Warszawa.
- Rutkowski F. (1926), O tektonice karbonu we wschodniej części okręgu Dąbrowskiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 3: 3—4: 502—584, Warszawa.
- Rutkowski F. (1928), O budowie paleozoicznego grzbietu Dębnickiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 4, 3—4, 582—709, Warszawa.
- Sawicki L. (1972), Uwagi w sprawie lineamentu Odry. *Kwart. geol.*, 16, 2: 471—473, Warszawa.
- Schuenemeyer J., Koch G., Link R. (1972), Computer program to analyze directional data, based on the methods of Fisher and Watson, *J. Internat. Assoc. Math. Geol.*, 4, 3: 177—202.
- Secor D. (1965), Role of fluid pressure in jointing. *Amer. J. Sci.*, 263, 8: 633—646, New Haven.
- Sheldon P. (1912), Some observations and experiments on joint planes, pt. I, II. *J. Geol.*, 20, 1 and 2, 53—79, 164—190, Chicago.
- Siedlecki S. (1945), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. *Inst. Geol. Biul.* 73, p. 415, Warszawa.
- Siedlecki S. (1962), On the occurrence of Silurian in the eastern and north-

- eastern periphery of the Upper Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.*, 10, 1: 41—46, Varsovie.
- Sitter de L. (1959), *Structural geology*. McGraw-Hill Book Co. London, New York, Toronto.
- Sonder R. (1956), *Mechanik der Erde*. E. Schweizerbart'sche Verl. Stuttgart.
- Stille H. (1964), *Izbrannyje trudy* (tłum. z niem.). Moskwa.
- Świdrowska J. (1976), Leśna Góra — kamieniołom w wapieniach kimerydu; w „*Przewodnik 48 Zjazdu PTG*, Starachowice 24—26. IX. p. 219—225, Warszawa.
- Tanner W. (1962), Surface structural patterns obtained from strike slip models. *J. Geol.*, 70, 1, 101—107, Chicago.
- Tchalenko J. (1968), The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6, 2, 159—174, Amsterdam.
- Tchalenko J. (1970), Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 6, 1625—1640.
- Tchalenko J., Ambraseys N. (1970), Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1, 41—60.
- Tjia H. (1964), Slickensides and fault movements. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 75, 7: 638—686, Baltimore.
- Tokarski A. (1958), O typach struktur wału metakarpackiego. *Kwart. geol.*, 2, 4: 807—824, Warszawa.
- Tokarski A. K. (1975), Structural analysis of the Magura Unit between Krościenko and Zabrzeż (Polish Flysch Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 45, 3—4: 327—359, Kraków.
- Tokarski A. K. (1977), Rotated joints in folded Magura Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 47, 2: 148—161, Kraków.
- Turner F., Weiss L. (1963), *Structural analysis of metamorphic tectonites*. 545 p., New York.
- Watson G. (1956 a), Analysis of dispersion on a sphere. *Monthly Notices Royal Astron. Soc. Geoph. Sup.*, 7, 4: 153—159.
- Watson G. (1956 b), A test for randomness of directions. *Monthly Notices Royal Astron. Soc. Geoph. Sup.*, 7, 4: 160—161.
- Watson G. (1960), More significance test on the sphere. *Biometrika*, 47: 87—91.
- Watson G. (1966), The statistics of orientation data. *J. Geol.* 74, 2: 786—797, Chicago.
- Whitten E. (1969), *Structural geology of folded rocks*. Rand McNally, Chicago.
- Wilcox R., Harding T., Seely D. (1973), Basic wrench tectonics. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 57, 1: 74—97.
- Zajączkowski W. (1964), Utwory dolnego karbonu i budowa geologiczna okolic grzbietu dębnickiego. *Przewodnik 37 Zjazdu PTG*, 2, 1—23, Katowice.
- Zajączkowski W. (1968), The lower Carboniferous sequence in the eastern part of the Upper Silesian Coal Basin. *Intern. Geol. Congress*, 23. p. 27—40, Prague.
- Zajączkowski W. (1975), Stratygrafia i litologia wapieni dinantu w Czernej koło Krzeszowic. *Inst. Geol. Biul.* 282, 13: 273—326, Warszawa.
- Zareczny S. (1894), *Atlas geologiczny Galicji*. Kom. Fizj. A. U. 290, p., Kraków.
- Znosko J. (1970), Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy; w: „*Geologia i surowce mineralne Polski*”. 45—70 p., Warszawa.

SUMMARY

Abstract. In this paper geometric and genetic relations of ten groups of mesostructural features are examined and a model of structural evolution of the discussed area worked out. There were distinguished a few stages of tectogenesis having distinct system of stress field and different orientation of tectonic structures. Strike- and/or dip-slip dislocation of the Małopolska and Upper Silesia crystalline Massifs present in the basement were probably responsible for the deformation of the Upper Palaeozoic cap rocks. The basement dislocation have a general NW—SE direction and show a dextral slip of wings. Additional factor significant to the creation of tectonic structures in the Dębnik area were magmatic intrusions of laccolith type.

INTRODUCTION

Palaeozoic rocks which appear in the Dębnik area near Cracow are the oldest exposed fragments of the epi-Caledonian platform between the Sudety and Holy Cross Mts (Znosko 1970, Bogacz 1977). They crop out in the north-eastern periphery of the Upper Silesia Coal Basin. The platform basement consists of Lower Palaeozoic rocks. Devonian and Carboniferous which appear as a series of dolomites and limestones form the platform cover. Palaeozoic rocks of this area belong to an elevated tectonic unit — the so called Meta-Carpathian arch. The Meta-Carpathian arch disappears to the south in the Carpathian foredeep.

There is a marked disagreement in opinions concerning the geological structure of the Palaeozoic rocks of the Dębnik area. Until recently there was generally accepted fold tectonics as dominant in this region. Fault structures has been treated as playing only a secondary role and as not connected with formation of folds which were supposed to occur much earlier. Only recently the investigation of Bogacz (1977) have changed these opinions. Bogacz stresses the importance of dislocation, flexures and deformations occurring in the cap rock of magmatic intrusions of laccolith type. According to a third group of opinions, significant thrusts of the Palaeozoic rock masses connected with intensive folding occurred in the area of Dębnik.

Since there are such divergent opinions on the geological structure of this area, an attempt to solve this problem on the basis of the structural mesoscopic studies has been undertaken.

METHOD OF WORK

Mesoscopic studies were carried on simultaneously with cartographic works of Bogacz (1977 see Fig. 1).

The measurements were plotted as diagrams in equal-area projection. To reckon the means of particular sets of folds axes, bends and axes II, the vector method of Fisher — Watson was employed (Fisher 1953, Watson 1966, Cruden, Charlesworth 1972).

The investigated area was divided into some structurally homogenic units (Fig. 1). They are in close correspondence with tectonic structures existing in the Palaeozoic of Dębnik. The mesostructural data underwent two-stage, statistical generalization. The first stage was concerned with the analysis within a given unit in the next stage relations between units were examined.

Attitude of strata

Distribution of the attitude of strata (Fig. 2) of the Palaeozoic rocks points to a heterogeneous character of the geological structure of the examined area. Three systems of folds were distinguished: F_1 , F_2 and F_3 . The trend of the deformations F_1 and F_3 is approximately NWW—SEE while the trend of F_2 is NNE—SSW. Deformations F_1 and F_2 differ in dip angles which are low in the F_1 and steep in the F_3 system.

LINEATION B

Lineation B is represented by: axes of minor folds and bends found as β -axes on the diagrams on measured in the field; axes of the great circles of the attitude of strata (axes II); intersection lines of the bedding planes with longitudinal joints and cleavage.

The majority of B_1 lineation measurements is accumulated around NWW—SEE direction with a tendency to plunge to the NWW (Fig. 6). Few other directions can be explained by later deformations, mainly in the F_2 period (Fig. 7). Reorientation of B_1 lineation at the stage F_2 was rather small. Only locally (unit D) this reorientation is significant.

B_2 lineation (Fig. 8) is represented mainly by the translational structures appearing in the Unit D. Probably these deformations developed along one of the sets of the J_{II} — J_{IV} jointing system. Measurements of B_2 lineation accumulate around the N—S direction with a tendency to plunge to the south.

CLEAVAGE

Cleavage occurring in the Palaeozoic rocks of the Dębnik area is rather poor developed. Planes with trends approaching the NWW—SEE direction are dominant (Fig. 9). In a way it is a longitudinal F_1 fold cleavage. In the narrow zones in the vicinity of faults there appears often cleavage having a general W—E direction. This cleavage is better developed than the former (F_1).

JOINTING

Joints belong to two systems of fractures: J_I — J_{III} and J_{II} — J_{IV} (Fig. 12). It has been found that the joints express fairly good cathetal relation to the bedding planes (Hancock 1964, 1968). J_I — J_{III} system is

orthogonally interlocked. The sets J_I and J_{III} take the position almost parallel and normal to the direction of B_1 lineation. Locally the J_{III} set forms an interlocked system of conjugate shears of a small dihedral angle (Muehlberger 1961). The fractures of the J_{II} — J_{IV} system exhibit shear features. They often form en échelon pattern.

In relation to the present attitude of strata the sets of joints show different density and morphological features of the surface (Fig. 12). It eliminates the possibility of explaining jointing as result of only one tectonic stage connected with the radio-concentric stress field, which could be a result of an arched lifting of the Palaeozoic rocks caused by the magmatic masses (compare: Dzułyński 1953). So jointing indicates the polyphase development of the geological structure of this area.

Strata rotation to the horizontal position round axes of the local structures was carried out in order to reconstruct the primary position of joints and their structural systems (Fig. 12). The rotation was carried out twice, taking into account two phases (F_1 and F_2) of rotation. After the rotation, joints show a fairly good special arrangement (Fig. 12). Means of sets concentrate on the periphery of diagrams. It indicates the existence of a network of master joints. The best developed sets are those which at present take the position almost parallel to the strike and dip of strata. They also show the strongest calcite mineralization. Most probably joints originated in the period before the rotation of the F_1 system. Their formation was facilitated by accumulation of the elastic energy and existence of weakened surfaces in the place of future discontinuities (Price, 1956, 1966; Secor, 1965).

There is also a possibility that jointing originated in a stress field of „gravital — normal” type which preceded the F_1 folding. A significant evolution of the stress field occurred during the development of the F_1 and F_2 deformations. As a result of this evolution joints carry some features synkinematic to those deformations. The opening and mineralization of jointing could happen during the folding or later; most probably after the F_2 stage.

FAULTS AND SHEARS

Shears and minor faults (Fig. 14 and 15) have generally W—E strike and form a system of normal dip-slip configuration of kinematic features. Most probably they can be related with the F_1 tectonic stage. The connection of fault tectonics with the N—W structural direction is very well expressed. This is represented by sets of strike-slip and oblique slip faults having the NNE—SSW direction (Fig. 1, 14, 15 and 18). These faults form en échelon pattern of the NW—SE or NWW—SSE axis and dextral turn of dislocations (Fig. 18). Probably they have steep surfaces. Such arrangement of dynamic features of faults comes from observations of slip structures, slicolites and feather cleavage accompanying disloca-

tions. Cartographic data corroborate the mesoscopic observation (Fig. 1 and 18).

Shears and minor reverse faults of meridional trends occur locally. They are correlated with horizontal compression in the W—E direction. Probably they represent F_2 deformations developed after the rotation of strata.

SLICKENSIDE STRUCTURES AND SLICOLITES

Slickenside structures are presented together with slicolites. Considerably wide dispersion of planes on which slickenside structures and slicolites appear is characteristic. Tectonic transport in the W—E direction is dominant, especially among slickenside structures which occur on the bedding surfaces (Fig. 16). Most probably it represents lineation of F_2 deformations (mainly unit C and D). Meridional tectonic transport marked by the subhorizontal scratches on the steep planes having meridional strikes is also of significant importance (Fig. 18). It is probably connected with NNE—SSW strike-slip faults.

STYLOLITES

Stylolites form a population consisting of two groups. Stylolites of the first group occur more often and they appear on the interbedding planes. Their rods are normal to the bedding (Fig. 17). This group of stylolites originated in the period before the rotation of strata. Stylolites of the second group arranged parallel to the bedding are less frequent (Fig. 17). Their origin can be related with the F_1 folding as a result of compensation accompanying fold deformations (Choukroune, 1969).

TECTOGENESIS OF THE PALAEOZOIC OF DĘBNIK

Tectogenesis of the Palaeozoic rocks of the Dębnik area is a multi-stage process (Bogacz 1977).

Normal dip-slip field stress preceding the folding.

The origin of stylolites of the first group can be related to the period from before the rotation of strata during F_1 folding. The stylolites originated in the stress field of „gravital-normal” type (σ_1 — vertical) by dissolving under the pressure of the cap-rock. Most probably lots of small discontinuities of normal dip-slip nature can be associated with that tectonic period. In some places these discontinuities are synsedimentary.

Stage F_1

F_1 tectonic stage had probably various stress fields. F_1 folds originated under compressive regime (σ_2 almost horizontal, oriented NWW—SEE; σ_1 — horizontal, oriented NNE—SSW). Small dip angles are characteristic

for these folds which represent flexural-slip type of folding. Stylolites of the second group resulted from the compensation during the F_1 folding. Some slips on the bedding planes mark a movement of layers one towards the other during the F_1 folding. Jointing and a part of cleavage originated also in this stage.

Stage F_2

During the next tectonic stage there were formed flexure-fault structures F_2 of meridional trend. They are represented by:

- a system of strike-slip and oblique faults
- deformations of the flexure type

Vertical movements associated with subsurface migration of magmatic masses played an important role in the formation of structures of that system (Kozłowski 1955, Zajączkowski 1964, Bogacz 1977). They caused a concentric rotation of strata and of structures existing earlier (compare: Dżułyński 1955). The magmatic intrusions are responsible e.g. for formation of the Dębnik brachy anticline and for the present joint pattern. But the activity of intruding magma was controlled by already existing geological structure which had originated in the F_1 and partly F_2 periods. It leads to the reinforcement of the effects of the F_2 stage during which the magmatic intrusions took place.

The faults of NNE—SSW set originated while the σ_2 were in vertical position, probably in a compressive mechanical regime. The pair of forces of the NW—SE or NNW—SEE trends and dextral turn participated in this process. These faults can be interpreted as a set of low-angular, homothetic shears R (Riedel) or as the set T. Cleavage in the form of high-angular shears R (conjugate Riedel) occurs in the vicinity of faults. This cleavage could use the already existing discontinuities of fold cleavage F_1 .

Locally (units C and D) there existed a stress field of „thrust” type having a subhorizontal principal stress σ_1 , oriented W—E. Stress σ_2 was in the same direction as lineation B_1 . The reverse attitude of strata and compressive translational structures in the unit D, as well as the conjugate shears and minor reverse faults of meridional trends are results of the activity of that field.

The Czatkowice flexure (unit D) probably originated as a deformation connected with a fault (Bogacz 1977). Later on this deformation was modified by „thrust” stress field exerted by intruding magma.

Fold deformations of the F_2 system lead to the reorientation of b_1 lineation. But the reorientation is limited to the areas where F_2 deformations were very intensive.

Stage F_3

F_3 system has the same direction as the F_1 folds. It is represented by the flexural bend of strata in the narrow zone close to the Czernka dislocation (unit E). This bend can be interpreted according to Trevisan's model (fide de Sitter 1959) and Mattauer (1973) as a deformation derived from the dextral oblique slip dislocations belonging to the NNE—SSW set (Fig. 19). This bend occupies the position of compressive structures in the experiment of Wilcox et al. (1973). Still, this interpretation is not reliable because of rather small range of strike-slip NNE—SSW faults in relation to the size of the total thrust of the Czernka dislocation, and to the size of the flexural bend discussed above (Bogacz 1977). Vertical forces caused by the deep-seated movements of magmatic masses were of great importance during the development of these deformations.

REGIONAL FACTORS OF TECTOGENESIS

The studied area belongs to the Variscan zone which separates two pre-Caledonain massifs: Małopolska Massif and Upper Silesia Massif (Pożaryski 1974). Natural movements of these massifs were most probably the main tectogenetic factors responsible for the deformations discussed above (Bogacz 1977). Old, deep fractures of the Earth crust having almost NW—SE direction (Dworak, Paproth 1969; Pożaryski 1971; Bogacz 1977) had strong influence on the development of structural phenomena of the Variscan cycle in the studied area. Variscan deformations carry the features characteristic for the structures developed in the cap-rocks of big strike-slip or oblique-slip dislocation zones (Moody, Hill 1959, 1964; Burtman et al. 1963; Pavoni 1961, 1969; Harding 1973; Tchalenko, Ambraseys 1970; Jaroszewski 1972 and others).

Considering the problem from the point of view of mesoscopic studies it seems that the Variscan structures of the Dębnik area were developing in the platform regime (Stille 1964, Chain 1974).