ANNALES SOCIETATIS GEOLOGORUM POLONIAE
ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

v. 54–1/2: 79–121 Kraków 1984

Józef KROKOWSKI

MEZOSKOPOWE STUDIA STRUKTURALNE W OSADACH PERMSKO-MEZOZOICZNYCH POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI WYŻYNY ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEJ

(Pl. I–VIII, 22 fig.)

Mesoscopic structural studies of the Permo-Mesozoic deposits in the South-Eastern part of the Silesian-Cracow Upland (Southern Poland)

(Pl. I–VIII, 22 Figs.)

Józef Krokowski: Mesoscopic structural studies of the Permo-Mesozoic deposits in the south-eastern part of the Silesian–Cracow Upland (Southern Poland). Ann. Soc. Geol. Poloniae, 54–1/2: 79–121 1984, Kraków.

Abstract: The article deals with mesoscopic structural studies of the tectonics of the SE part of the Silesian Cracow Upland. Structural evolution of this area is presented and two tectogenetic cycles have been distinguished: the Early Alpine cycle connected with the origin of a pericratonic depression of the East European Platform and, the Late Alpine cycle, associated with the origin of the Carpathian Foredeep. The superposition of structural patterns of these two cycles, accompanied by a strong influence of the basement, were main factors leading to a remarkable differentiation in geologic structure of the uplifted part of the Carpathian Foreland, in the vicinity of Kraków.

Key words: mesoscopic structural analysis, strike-slip movements, dip-slip faults, structural pattern, Permo-Mesozoic deposits, Silesian–Cracow Upland.

Józef Krokowski: Instytut Geologii i Surowców Mineralnych, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków.

manuscript received: accepted:

Treść: W pracy przedstawiono mezoskopowe badania strukturalne nad tektoniką południowo-wschodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Omówiono ewolucję strukturalną obszaru. Wyróżniono dwa cykle tektogenetyczne: wczesnoalpejski, związany z genezą depresji perykratonicznej platformy wschodnioeuropejskiej, oraz młodoalpejski związany z tworzeniem się zapadliska przedkarpackiego. Nałożenie się planów strukturalnych obu tych cykli, przy bardzo silnym wpływie strukturalnym podłoża, było głównym czynnikiem prowadzącym do znacznej heteregeniczności budowy geologicznej wyniesionej części przedpola Karpat w regionie krakowskim.

WSTĘP

Praca niniejsza obejmuje drugą część wyników badań mezostrukturalnych nad tektoniką Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej. Prowadziłem ją w latach 1970–1977

w ramach pracy doktorskiej pod kierunkiem nieżyjącego już Doc. K. Bogacza, który wprowadził mnie w podjęty temat i poświęcił wiele czasu i energii na dyskusje naukowe i wyjazdy terenowe. Część pierwsza dotyczyła tektoniki utworów paleozoicznych rejonu dębnickiego (Krokowski, 1980).

Praca ta stanowi kontynuację badań nad tektoniką osadów permo-mezozoicznych, a w części także kenozoicznych Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Wyniki tych wieloletnich badań prowadzą w dwu różnych kierunkach interpretacji budowy geologicznej tego regionu. Zasadniczym rysem tektoniki, według poglądów dawniej wypowiedzianych (Hohenegger, Fallaux, 1867; Tietze, 1887; Zaręczny, 1894; Nowak, 1927; Konior, 1934; A. Tokarski, 1954), miały być deformacje fałdowe. Prace późniejsze jednak główne znaczenie przypisują uskokom (Kuźniar, Żelechowski, 1927; Dżułyński, 1953; Siedlecki, 1952; K. Bogacz, 1959; 1967, 1976; Gradziński, 1962; Alexandrowicz, 1964). Osobną grupę stanowią poglądy, według których zasadnicze rysy krajobrazu Wyżyny Krakowskiej mają być formami erozyjnymi (Koroniewicz, 1913) lub też częściowo formami tektonicznymi, częściowo zaś erozyjnymi (Tietze 1887; Zaręczny, 1894; Łoziński, 1912; Małecki, 1958).

OBSZAR BADAŃ

Badania dotyczyły zjawisk mezostrukturalnych w osadach permo-mezozoicznych i w niewielkim stopniu kenozoicznych na obszarze między Strzemieszycami Małymi na zachodzie a Krakowem na wschodzie (fig. 1).

Obszar badań można podzielić na strefy w zależności od ich pozycji strukturalnej oraz zróżnicowania litologiczno-wiekowego osadów. Część centralną obszaru stanowi paleozoiczny trzon grzbietu dębnickiego. W części północno-zachodniej (na NW i N od wychodni paleozoiku) przeważają wychodnie osadów triasowych, a w mniejszym stopniu permskich i jurajskich. W części południowo-wschodniej i południowej (na SE i S od paleozoiku) natomiast dominują wychodnie osadów jurajskich, w mniejszości zaś są kredowe i mioceńskie.

Obszar badań leży na styku ważnych jednostek geologicznych Polski (fig. 1B). Stanowi on wyniesioną część przedpola Karpat (K. Bogacz, 1967) wchodząc w skład struktur zachodniego odcinka wału metakarpackiego (Nowak, 1927; A. Tokarski, 1958). Stanowi on północno-wschodnie, permo-mezozoiczne obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego budując część monokliny śląsko-krakowskiej. Obszar badań sąsiaduje z peryferyczną strefą południowej części synklinorium środkowopolskiego (Niecka Miechowska, Nidziańska), wchodzącej w skład depresji perykratonicznej platformy wschodnioeuropejskiej (Oberc, Pożaryski, 1977; Pożaryski, Brochwicz-Lewiński, 1979) zwanej też bruzdą lub rowem duńsko-polskim (Nowak, 1927; Znosko, 1974). Na południu kontaktuje on z zapadliskiem przedkarpackim.

Podłoże stanowią utwory paleozoiczne piętra waryscyjskiego i kaledońskiego. Tworzą one w stosunku do obszarów sąsiadujących wyniesioną formę geologiczną o przebiegu NW – SE zwaną w literaturze grzbietem lub pasmem dębnicko-siewierskim (Siemiradzki, 1889, 1922; Grzybowski, Wójcik, 1909; Nowak, 1927; Nowak,

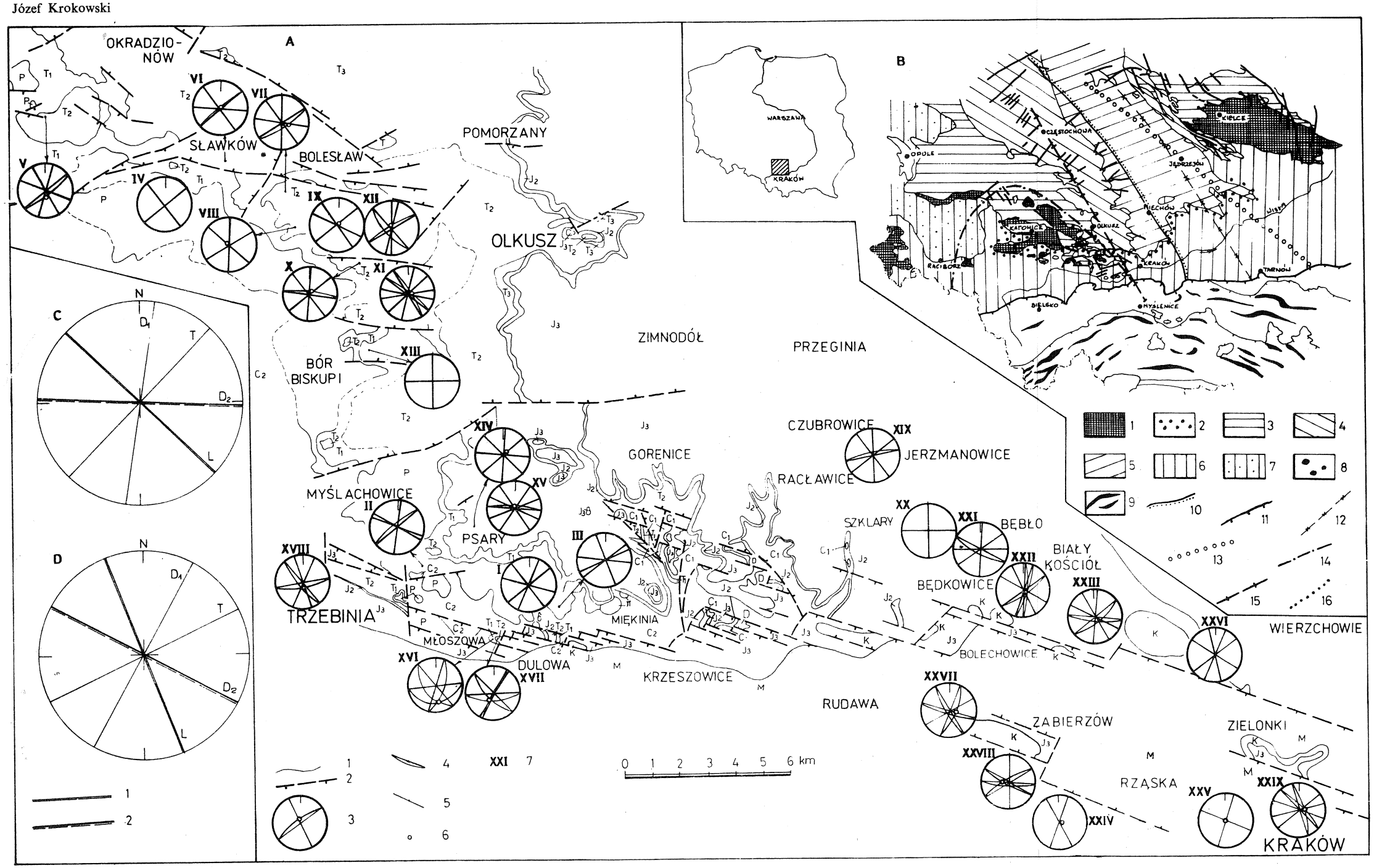


Fig. 1*A*. Szkic tektoniczny SE części Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej (według K. Bogacza, 1967, część NW według Doktorowicza-Hrebnickiego, 1966) oraz główne kierunki położenia ciosu i położenia warstw. *1* – granice geologiczne, *2* – uskoki *3* – diagramy położenia warstw i ciosu, *4* – zespół ciosu pionowego, *5* – zespół ciosu nachylonego, *6* – biegun położenia warstw, *7* – lokalizacja stanowisk pomiarowych ciosu, por. figury 5, 6, 7. *D* – dewon, C_1 – karbon dolny, C_2 – karbon górny, P – perm, T_1 – trias dolny, T_2 – trias środkowy, T_3 – trias górny, J_2 – jura środkowa, J_3 – jura górna, *M* – miocen, δ – diabaz, π – porfir

Fig. 1*A*. Tectonic sketch of the SE part of the Silesian–Cracow Upland (according to Bogacz, 1967, NW part after Doktorowicz-Hrebnicki 1966). *1* – geological boundaries, *2* – faults, *3* – diagrams showing attitude of beds and joints, *4* – vertical joint system, *5* – inclined joint system, *6* – pole of attitude of beds, *7* – joint measurement sites, cf. Figs. 5, 6 and 7). *D* – Devonian, C_1 – Lower Carboniferous, C_2 – Upper Carboniferous, *P* – Permian, T_1 – Lower Triassic, T_2 – Middle Triassic, T_3 – Upper Triassic, J_2 – Middle Jurassic, J_3 – Upper Jurassic, *M* – Miocene, δ – diabases, π – porphyry

Fig. 1*B*. Ważniejsze elementy strukturalne SE części monokliny śląsko-krakowskiej oraz obszarów sąsiednich (zestawiono według Siedleckiego, 1962; Pożaryskiego, 1966; K. Bogacza, 1967; Neya, 1968; Kotasa,1973).*1* – paleozoik, *2* – perm, *3* – trias, *4* – jura, *5* – kreda, *6* – osady morskie miocenu zapadliska przedkarpackiego, *7* – osady lądowe miocenu, *8* – skały wylewne, *9* – osady jednostek karpackich, *10* – SW granica depresji perykratonicznej, *11* – brzegi nasunięć jednostek karpackich, *12* – oś niecki nidziańskiej, *13* – SW krawędź masywu małopolskiego, *14* – tektoniczna granica basenu górnośląskiego, *15* – grzbiet dębnicko-siewierski (strefa Kraków–Myszków), *16* – tektoniczno-sedymentacyjna granica zapadliska przedkarpackiego

Fig. 1*B*. Main structural elements of the SE part of the Silesian-Cracow Upland and adjoining areas (compiled after: Siedlecki, 1962; Pożaryski, 1966; K. Bogacz, 1967; Ney, 1968; Kotas, 1973; Rühle, Sokołowski and Tyska). *1* – Paleozoic, *2* – Permian, *3* – Triassic, *4* – Jurassic, *5* – Cretaceous, *6* – marine Miocene deposits of the Carpathian Foredeep, *7* – subaerial Miocene deposits, *8* – igneous rocks, *9* – deposits composing Carpathian units, *10* – SW boundary of the pericratonic depression, *11* – Carpathian overthrusts, *12* – axis of the Nida Trough, *13* – SW margin of the Małopolska Massif, *14* – tectonic boundary of the Upper Silesian Basin, *15* – Dębnik–Siewierz Ridge (Kraków–Myszków zone), *16* – tectonic-sedimentary boundary of the Carpathian Foredeep

Fig. 1*C*, *D*. Diagramy głównych kierunków strukturalnych rejonu badań (*C* – część NW, *D* – część SE). *1* – kierunek podłużny planu strukturalnego cyklu wczesnoalpejskiego, *2* – kierunek podłużny planu strukturalnego cyklu młodoalpejskiego w rejonie krakowskim

Fig. 1*C*, *D*. Diagrams of main structural axes of the studied area (*C* – NW part, *D* – SE part). *1* – longitudinal axis of the structural pattern of the Early Alpine cycle, *2* – longitudinal axis of the structural pattern of the Late Alpine cycle in the Kraków Region

Zerndt, 1935; Bukowy, 1961, 1964, 1974), kaledońską strefę lub lineamentem Kraków—Myszków (Siedlecki, 1962; K. Bogacz, 1980) oraz też ryglem krakowskim (Ney, 1968).

Budowa geologiczna osadów permo-mezozoicznych i kenozoicznych w omawianej części monokliny śląsko-krakowskiej nie nosi znamion intensywnych ruchów fałdowych. Istotną tektoniczną rolę odgrywają uskoki (Dżułyński, 1953; K. Bogacz, 1967).

Tektonika osadów permsko-mezozoicznych, a prawdopodobnie również kenozoicznych wykazuje znaczną niehomogeniczność. Wyraża się ona różnymi planami strukturalnymi związanymi z różnymi cyklami tektogenetycznymi. Z jednej strony istnieją wyraźne powiązania z wczesnoalpejskim (ruchy kimeryjsko-laramijskie) cyklem tektogenetycznym, w planie którego rolę kierunku podłużnego odgrywa kierunek NW—SE reprezentowany przez osie zachodnich niecek brzeżnych synklinorium środkowopolskiego. Z drugiej zaś strony zaznaczyła się tutaj znaczna przebudowa tych struktur w wyniku młodoalpejskich (trzeciorzędowych) ruchów tektonicznych związanych z formowaniem się Karpat fliszowych i ich zapadliska. Ruchy te doprowadziły do rozwoju intensywnej tektoniki dysjunktywnej o cechach normalno-zrzutowych.

METODYKA BADAŃ

Na stosunkowo dobrze odsłoniętym obszarze badań opracowano pod względem mezostrukturalnym prawie wszystkie odkrywki sztuczne i naturalne. Wyniki badań opracowano statystycznie i zestawiono w postaci diagramów w projekcji równopowierzchniowej. Diagramy konturowe wykonano metodą Schmidta za pomocą krążka obliczeniowego jednoprocentowego. Przy wyznaczaniu kierunków średnich oraz osi przegięć stosowano metodę wektorową Fishera-Watsona (Fisher, 1953; Watson, 1966; Cruden, Charlesworth, 1972; Charlesworth et al., 1976). Obliczenia przeprowadzono na maszynie ODRA 1304 w Centrum Obliczeniowym AGH.

Stosowana w opracowaniu symbolika tektoniczna jest zgodna z sugestiami Jaroszewskiego (1974). Proste układy pól naprężeń rozumiano zgodnie z Andersonem (1951, str. 12) i dalej nazywano: normalno-zrzutowym lub grawitacyjno-normalnym (σ_1 — pionowe), przesuwczym (σ_2 — pionowe) lub nasuwczym (σ_3 — pionowe).

POŁOŻENIE WARSTW

Cechą główną budowy geologicznej utworow permo-mezozoicznego piętra strukturalnego na obszarze przedgórza Karpat w rejonie krakowsko-śląskim są połogie, prawie poziome położenia warstw. Jedynie wyjątkowo występują odchylenia od tej reguły (fig. 2). Dlatego też odmienną strukturalną wymowę mają położenia o niewielkich kątach upadu, które są liczne i w sensie ogólnym warunkują stosunki przestrzenne tutaj panujące. Inne znaczenie mają, stosunkowo nieliczne,

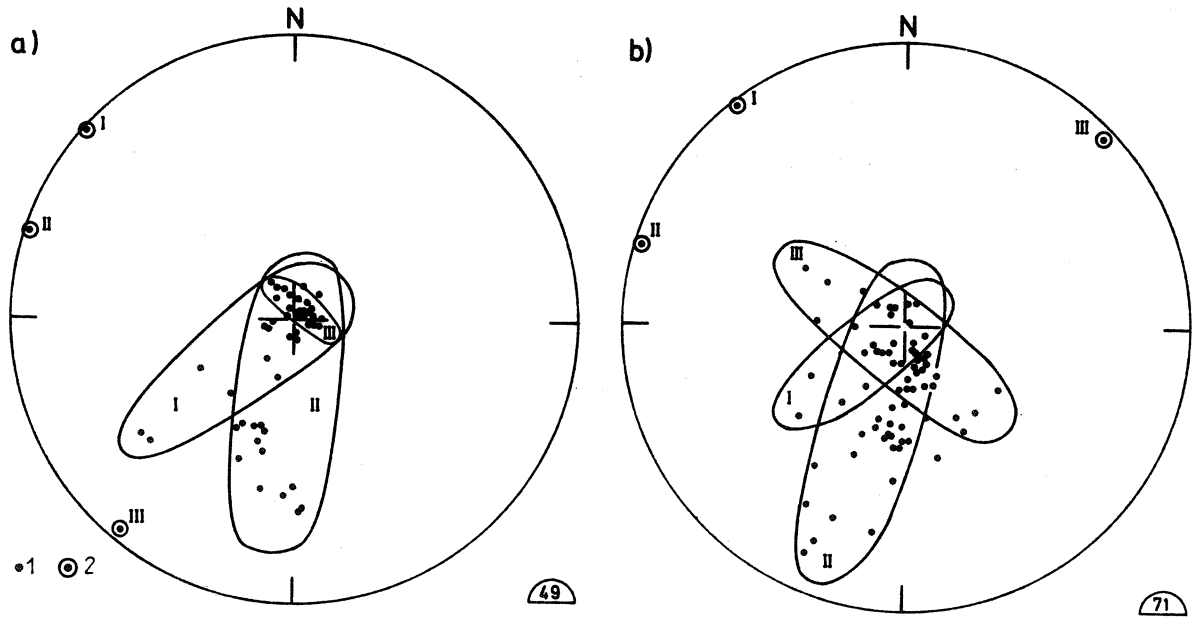


Fig. 2. Diagram położenia warstw triasu (*a*) i jury (*b*). *1* – biegun położenia warstw, *2* – osie systemów przyuskokowych przegięć fleksuralnych

Fig. 2. Diagram showing attitude of beds of the Triassic (*a*) and Jurassic (*b*) deposits. *1* – pole of attitude of beds, *2* – axes of near-fault system of flexural bendings

położenia strome, które są wynikiem wpływu tektoniki dysjunktywnej w sensie fleksurowych ugięć przydyslokacyjnych (Dżułyński, 1953; K. Bogacz, 1967).

Wśród osadów, głównie triasu, budujących północną i północno-zachodnią część obszaru badań przeważają niewielkie, północno-wschodnie i północne nachylenia warstw, znaczące zapadanie tej części obszaru w kierunku jądra synkliny miechowskiej. Pozostaje to w związku z wczesnoalpejskimi, głównie laramijskimi ruchami tektonicznymi i dopasowywaniem się geometrii do planu środkowopolskiego. W części południowo-wschodniej, w której występują głównie osady jurajskie obok północno-wschodnich i wschodnich, pojawiają się znacznie częściej południowe kierunki zapadania warstw. Spowodowane to jest częstymi przechyleniami się bloków w sąsiedztwie uskoków antytetycznych (Bogacz, 1967). Zaznaczyło się w tej części prawdopodobnie również pochylenie ku zapadlisku przedkarpackiemu (fig. 1, 2, por. Dżułyński 1953, str. 349).

Wielu badaczy geologii regionu krakowskiego zwracało uwagę na istnienie niezgodności między osadami triasu i jury (np. Zaręczny 1894; Siedlecki, 1952; Dżułyński, 1953; Śliwiński, 1965; A. Tokarski, 1965). Bilan (1976) dopatrzył się nawet szeregu subfaz składających się na deformacje doby ruchów starokimeryjskich. O szersze uogólnienia na temat wpływu fazy starokimeryjskiej na przestrzenne ułożenie warstw triasu i jury pokusić się na razie trudno. Diagramy ich położenia warstw (fig. 2) są w znacznym stopniu nieporównywalne ze sobą. Spowodowane to jest pochodzeniem pomiarów z omówionych, różnych nieco pod względem rozwoju tektonicznego, części badanego obszaru (fig. 1). Najprawdopodobniej przed osadzeniem się utworów jurajskich powstały wielkopromienne spaczenia i dysjunktywne zdeformowania kompleksu triasowego, dzięki czemu ułożenie osadów jurajskich w stosunku do triasowych jest w wielu miejscach niezgodne.

Z tektoniką młodokimeryjską wiąże się niezgodność między osadami jury i kredy (Tietze, 1887; Zaręczny, 1894; Dżułyński, 1953; K. Bogacz, 1967), widoczna np. w łomie w Zabierzowie (fig. 3 – por. Dżułyński op. cit., str. 392).

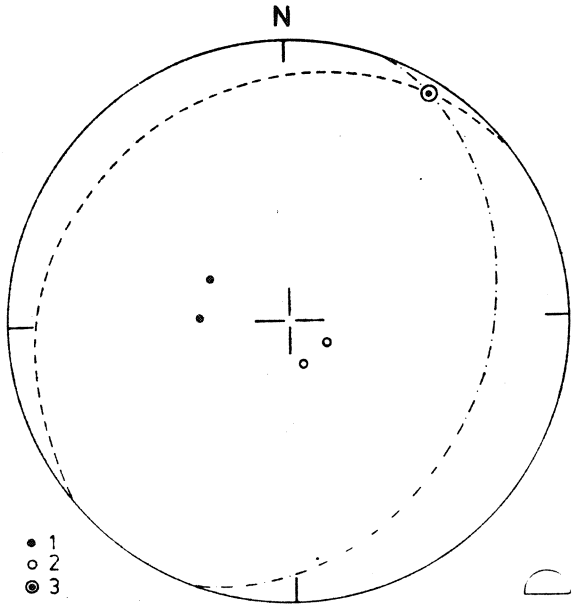


Fig. 3. Diagram niezgodności między jurą a kredą w Zabierzowie. *1* – położenie warstw jurajskich, *2* – położenie warstw kredowych, *3* – krawędź przecięcia warstw jury i kredy

Fig. 3. Diagram showing unconformities between Jurassic and Cretaceous deposits at Zabierzów. *1* – attitude of Jurassic beds, *2* – attitude of Cretaceous beds, *3* – axis of intersection of Jurassic and Cretaceous Beds

SYSTEMY UGIĘĆ PRZYUSKOKOWYCH

Strome położenia warstw triasu i jury (fig. 2) na obszarze badań można interpretować jako odkształcenia ciągłe związane z systemami uskoków, jako ugięcia przydyslokacyjne. Wyróżniono trzy systemy kierunków ugięć.

System I wiązać można z dyslokacjami o przebiegu NW–SE, zdecydowanie zaznaczającymi się zwłaszcza w osadach triasu. Dyslokacje powodujące te przegięcia mają głównie charakter uskoków normalnych.

System ugięć II związany jest z najliczniej występującymi na obszarze badań, zwłaszcza w jego południowej części, dużymi strefami uskokowymi o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego (WNW–ESE). Znaczne nasilenie tych dyslokacji obserwować można w strefie północnej krawędzi rowu krzeszowicko-krakowskiego (fig. 1).

Fleksurowe deformacje można obserwować w dolinkach: Bolechowickiej, Kobylańskiej, Będkowskiej, w dolinie Szklarki (fig. 4b) oraz na odcinku między Filipowicami a Trzebinią tzw. fleksura młoszowska (fig. 4a – por. K. Bogacz 1967, str. 57).

System ugięć III związany z dyslokacjami NNE–SSW (fig. 2) nie odsłania się nigdzie bezpośrednio w całości w terenie. Najczęściej można obserwować jedynie jego fragmenty i domyślać się roli strukturalnej, którą spełnia. Struktury te stanowią elementy poprzeczne w stosunku do uskoków zrzutowo-przesuwczych WNW–ESE (fig. 1). Występują one zwłaszcza w południowej części badanego obszaru. Powstanie tych poprzecznych struktur, połączonych niejednokrotnie z uskokami, wytłumaczyć można w znacznej części mechanizmem Trevisana (fide de Sitter, 1959) i Mattaurea (1973, fig. 10.33). Są to struktury niewielkich rozmiarów, ce-

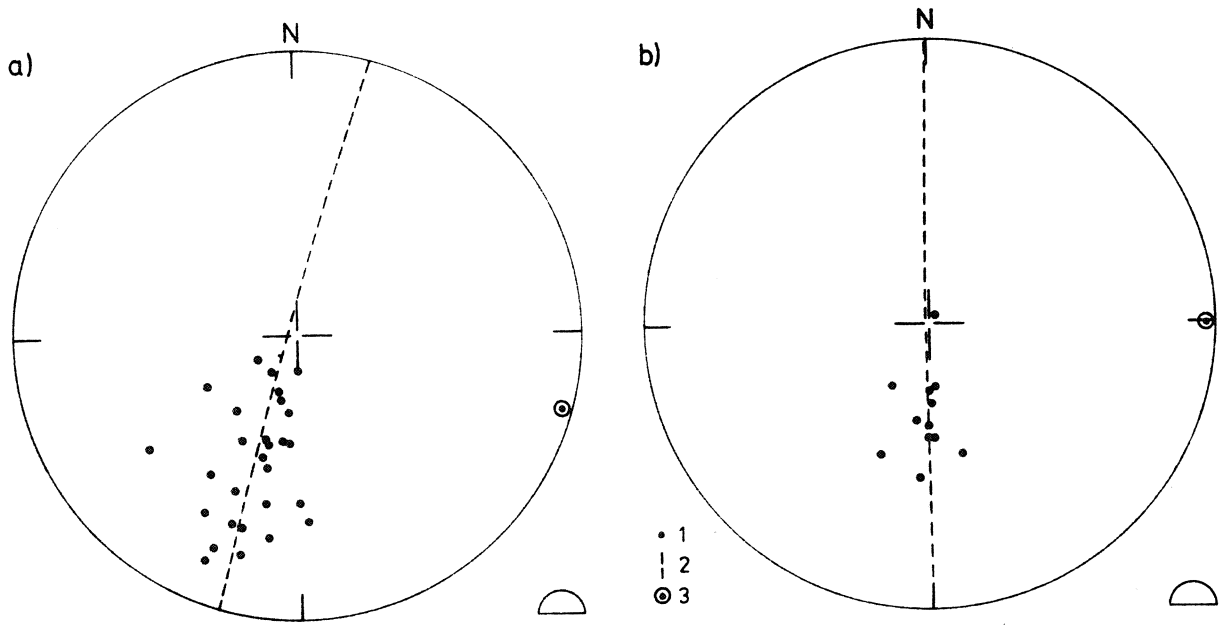


Fig. 4. Diagramy położenia warstw. *a* — fleksura młoszowska, *b* — fleksura w osadach jurajskich, lewy brzeg Szklarki (nad pstrągarnią). *1* — biegun położenia warstw, *2* — łuk π, *3* — oś β

Fig. 4. Diagram showing attitude of beds. *a* — Młoszowa Flexure, *b* — flexure in the Jurassic deposits, lefthand side of the Szklarka Valley. *1* — pole of attitude of beds, *2* — π — girdle, *3* — β — axis

chujące się także niewielkimi zmianami kąta upadu warstw. Transport ten odgrywa jednak znamienną strukturalną rolę, kompensując składową przesuwczą uskoków WNW—ESE. Wynikiem istnienia tych deformacji może być częste pojawianie się utworów kredowych w strefie północnej krawędzi rowu krzeszowicko-krakowskiego (fig. 1). Często też, towarzysząc przegięciom związanym z uskokami WNW—ESE (system II), powodują odchylanie kierunków zapadania warstw od kierunku SSW ku wschodowi, dając w konsekwencji zapadania ku SSE. W części północnej obszaru kompensacja przesuwcza związana z tym systemem odkształceń najprawdopodobniej maleje, co odzwierciedla się znacznie silniejszym zaznaczeniem się systemu ugięć III na diagramie jury niż triasu (fig. 2).

CIOS

ZMIENNOŚĆ CIOSU

Cios występujący w osadach permo-mezozoiczno-kenozoicznych południowo-wschodniej części Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej jest zbliżony do pionowego, wykazując przy tym znaczną zależność katetalną (Hancock, 1964). Zależność tę widać zwłaszcza w przypadku młodych, trzeciorzędowych wygięć warstw spowodowanych przyuskokowymi ich deformacjami (fig. 1, 7). Cios jest wykształcony w postaci dwuzespołowych systemów (fig. 1, 5, 6, 7, pl. I, fig. 1). Zespoły ciosu na ogół nie mają stałego stosunku do biegu warstw w skali odsłonięć. W skali regionalnej natomiast, w stosunku do generalnego biegu warstw, zależność taka jest wyraźna. Wskazuje to, że cios nie jest genetycznie związany z lokalnymi odkształceniami warstw, lecz uwarunkowany jest przyczyną nadrzędną (por. Nickelsen,

Van Ness Hough, 1967; Boretti-Onyszkiewicz, 1968; Jaroszewski, 1972), modyfikowaną tylko przez lokalne środowisko mechaniczne.

Dwa zespoły ciosu tworzą system prostokątny $J_2 - J_4$ i mają biegi odpowiednio: NW – SE i NE – SW. Dwa zespoły następne $J_1 - J_3$ zajmują położenia zbliżone odpowiednio do WNW – ESE i NNE – SSW. Podobne do wyróżnionych wyżej kierunki ciosu w utworach permo-mezozoicznych Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej opisywano już wcześniej: Kuźniar, Żelechowski (1927), Dżułyński (1953), Kozioł (1953), Małecki (1958), S. Alexandrowicz, Z. Alexandrowicz (1960), Bilan, Krokowski (1974), Krokowski (1972, 1974, 1977).

Omawiany cios na tle ogólnego planu strukturalnego wieku alpejskiego badanego rejonu Polski rozpatrywać można z jednej strony w stosunku do kierunku osi synkliny miechowskiej reprezentującej plan środkowopolski wczesnoalpejskiego cyklu tektonicznego, z drugiej zaś na tle zapadliska przedkarpackiego, które jest reprezentantem trzeciorzędowej tektoniki dysjunktywnej, kształtującej się na przedpolu nasuwających się Karpat fliszowych. W stosunku do kierunku osi synkliny miechowskiej cios $J_2 - J_4$ zajmuje położenie odpowiednio poprzeczne i podłużne. Skośne natomiast są spękania systemu $J_1 - J_3$. Na tle planu strukturalnego północnej krawędzi krakowskiej części zapadliska przedkarpackiego orientację podłużną i poprzeczną zajmują odpowiednio zespoły systemu $J_1 - J_3$ (WNW – ESE i NNE – SSW). Cios $J_2 - J_4$ wykazuje natomiast położenia skośne. W stosunku do tych dwóch planów strukturalnych związanych z różnymi cyklami tektonicznymi cios wykazuje odmienne relacje przestrzenne i najprawdopodobniej również mechaniczne.

W części południowo-wschodniej obszaru sieć ciosu ulega nieznacznej, prawoskrętnej rotacji w stosunku do jego rozkładu w części północno-zachodniej. Rotacja ta wynosi kilkanaście do około dwudziestu stopni. Zmiana orientacji ciosu wiąże się najprawdopodobniej ze zmianą regionalnego biegu warstw z NW – SE w części północno-zachodniej do NNW – SSE w części południowo-wschodniej obszaru.

System ciosu NW – SE i NE – SW ($J_2 - J_4$)

System ciosu $J_2 - J_4$ odgrywa dominującą rolę w rozkładzie ciosu w części północno-zachodniej obszaru. Zespół J_2 cechują biegi w przedziale azymutów 125 – 155, miejscami rozszerzonymi do 165°, natomiast zespół J_4 biegi w przedziale azymutów 30 – 60° (lokalnie do 70°). Zwykle znacznie intensywniej wykształcony jest zespół J_4. Spękania zespołu J_4 cechuje częsta obecność żeber tektonicznych (fig. 16). Zespoły J_2 i J_4 wykazują tendencję do wzajemnej prostopadłości. W przypadkach gdy nie zachowują tej prawidłowości, kąt ostry między zespołami nie wykazuje stałego zorientowania. Miejscami obserwuje się przejścia do ciosokliważu (pl. II, fig. 1).

Cios systemu $J_2 - J_4$ ma ogólnie rozdzielczy charakter o tensyjnej lub ekstensyjnej genezie. Bardzo często jest mineralizowany węglanem wapnia (fig. 9), a w glinach sławkowskich gipsem (Bilan, Krokowski, 1974; Krokowski, 1975). Lokalnie system ten jest trójkierunkowy, co wytłumaczyć można przypuszczalnie wykształ-

ceniem zespołu J_4 (NE – SW) w postaci ostrokątnie krzyżujących się, komplementarnych ścięć (Muehlberger, 1961).

Stała kierunkowa orientacja ciosu $J_2 - J_4$ w stosunku do środkowopolskiego planu strukturalnego sugeruje związek tego ciosu z formowaniem się odkształceń tego cyklu. Spękania najprawdopodobniej powstały we wczesnych etapach cyklu, w polu naprężeń typu przesuwczego przy pionowym naprężeniu σ_2 i poziomym, zbliżonym do kierunku NE – SW położenia naprężenia σ_1. Otwarcie spękań mogło nastąpić znacznie później, przypuszczalnie w warunkach odprężenia i tensji. W sprawie wieku ciosu w osadach jurajskich i kredowych południowej części Wyżyny Krakowskiej wypowiedział się już Dżułyński (1953, por. też Małecki 1958). Dżułyński (loc. cit. str. 388) skłania się do wniosku, że spękania o kierunkach 30 – 40° i 110 – 130° są pokredowe, a przedmioceńskie. Uzasadnia to podobnymi kierunkami spękań występujących w jurze i kredzie oraz wypełnieniem szczelin przez osady morza trzeciorzędowego (ślady po skałotoczach). Podtrzymując jego uwagi, należy zauważyć, że chodzi tu o otwieranie spękań nie zaś o samo ich założenie, bowiem procesy te są najprawdopodobniej znacznie rozbieżne w czasie (Price, 1959, 1966; Secor 1965). Założenie następowało sukcesywnie w przeciągu cyklu, natomiast otwarcie zostało zapoczątkowane po głównej fazie ruchów cyklu, po fazie laramijskiej.

Cios $J_2 - J_4$ nosi czasem znamiona ścięciowego. Cios ten, a zwłaszcza zespół J_4, został dobrze wykształcony w zlepieńcu myślachowickim (fig. 1, 5). Stosunkowo luźno spojone otoczaki tego zlepieńca są cięte przez gładkie i równe jego powierzchnie. Wskazywać to może na poślizgowy lub poślizgowo-rozdzielczy charakter zniszczenia. Mogą to być zatem spękania zapoczątkowane jako poślizgowe i następnie kontynuowane jako rozdzielcze (Roberts, 1961; Książkiewicz, 1968). W przypadku bowiem prostej tensji należałoby oczekiwać raczej zluźnienia otoczaków względem siebie, bardzo nierównych powierzchni ciosu lub nie spękania skały w ogóle. Do podobnego wniosku prowadzą nadto badania ciosu w wapieniach falistych warstw gogolińskich triasu. Faliste i gruzłowe tekstury tych skał powodują, że spękania w tych osadach są zdecydowanie mniej intensywnie wykształcone w stosunku do ciosu w nadległych i niżej leżących osadach. Często natomiast występują wśród nich duże, równe i wybitnie gładkie powierzchnie, które sugerują podobny jak w przypadku zlepieńców myślachowickich, poślizgowy lub poślizgowo-rozdzielczy charakter deformacji.

Na wykształcenie ciosu $J_2 - J_4$ miały też wpływ trzeciorzędowe akty deformacyjne, prowadzące do zaburzenia pierwotnej, rozdzielczej lub rozdzielczo-poślizgowej jego charakterystyki. Przebudowa ta jednak nie doprowadziła do zniszczenia żeber tektonicznych na powierzchniach spękań zespołu J_4.

System ciosu WNW – ESE i NNE – SSW ($J_1 - J_3$)

Spękania zespołu J_1 cechują się biegami w przedziale 80 – 120°, miejscami rozszerzonym do 125°, z wyraźną przewagą kierunków WNW – ESE (fig. 1, 5, 6, 7). Cios zespołu J_3 charakteryzuje się biegami w granicach 345 – 30°, przy czym przeważają biegi NNE – SSW (fig. 8). W obrębie tego systemu zespół J_1 jest zwykle

lepiej wykształcony. Spękania czasem są zlustrowane; zastanawia stosunkowo mała ilość żeber tektonicznych i innych drobnych struktur spękaniowych. W utworach triasowych bardzo często spękania tego zespołu tną kilka lub nawet kilkanaście ławic i zwykle są wtedy odchylone nieco od pozycji katetalnej. Są to przy tym często ułożone kulisowo o poziomych osiach szeregów (pl. IV, fig. 1). Tendencja katetalna jest słabsza niż w przypadku ciosu $J_2 - J_4$. Zespoły spękań systemu $J_1 - J_3$ przecinają się zwykle pod kątem zbliżonym do prostego (średnio około 85°). Zakres zmienności tego kąta jest jednak dość znaczny i waha się w granicach 55 – 90°.

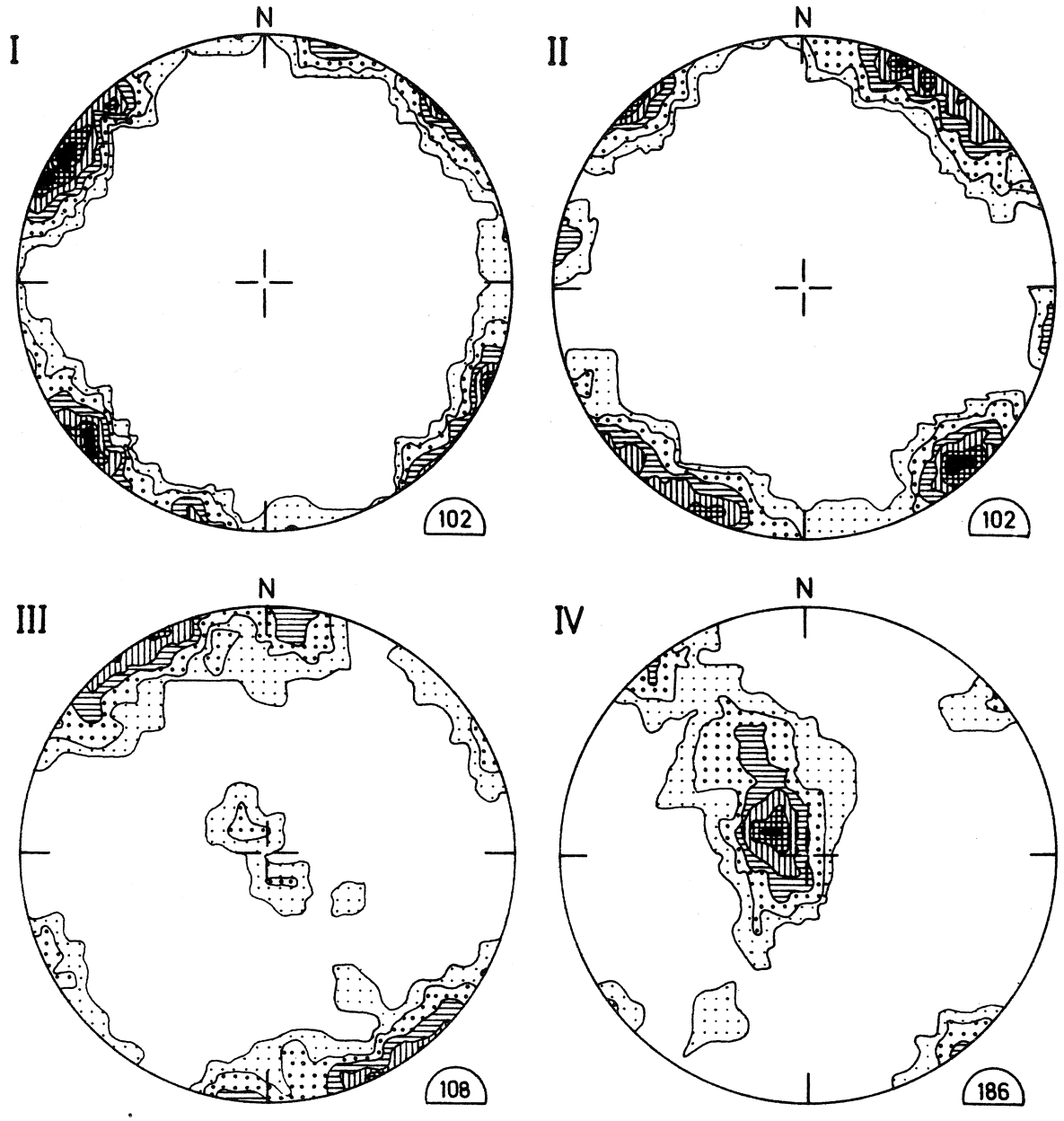


Fig. 5. Diagramy ciosu w utworach permskich. *I* – martwica karniowska, Karniowice, *II* – zlepieniec myślachowicki, okolice Młoszowej, Filipowic i Myślachowic, *III* – tuf filipowicki, Filipowice, *IV* – żyły gipsowe w glinach sławkowskich, Sławków

Fig. 5. Diagrams of joint orientation in the Permian deposits. *I* – Karniowice Travertine, Karniowice, *II* – Myślachowice Conglomerate, Młoszowa, Filipowice and Myślachowice, *III* – Filipowice Tufa, Filipowice, *IV* – gypsum veins in the Sławków Clays, Sławków

Dwusieczna kąta ostrego, jaki tworzą ze sobą zespoły tego systemu ma najczęściej kierunek NE—SW. Daje się zauważyć tendencja, że w części północnej obszaru częściej niż w południowych jego partiach pojawiają się kierunki NW—SE dwusiecznej tego kąta.

Cechy morfologiczne powierzchni spękań $J_1 - J_3$, stosunkowo słaba mineralizacja (fig. 9), geometria zespołów oraz częste kulisowe ułożenie spękań tego systemu skłaniają, aby przyjąć ścięciowe jego pochodzenie. W niektórych miejscach kąt jaki tworzą ze sobą zespoły tego ciosu, jest bliski 90°, co sugeruje z kolei tensyjną lub ekstensyjną jego genezę. Nierzadko jednak prawie ortogonalne systemy ciosu próbowano tłumaczyć jako ścięciowe (Boretti-Onyszkiewicz, 1968; Jerzykiewicz, 1969; Jaroszewski, 1972). Na powierzchniach omawianego ciosu nie zachodziły z reguły widoczne przesunięcia będące symptomem takiej właśnie ich genezy. Cios tego systemu można traktować odnośnie do początkowych stadiów genezy jako komplementarny system ścięć, który w trakcie dalszych etapów częściowo rozwijany był jako spękania rozdzielcze.

Pewne światło na problem genezy tego systemu ciosu rzucić może, podobne do opisanego przez Jaroszewskiego (1972, str. 103) oraz A.K. Tokarskiego (1975, str. 337), zjawisko, ciągłego, łukowego przejścia spękań jednego zespołu w drugi, zaś „wśród regularnych spękań sprzężonych genezę jednoczesną mogą mieć jedynie komplementarne ścięcia" (Jaroszewski loc. cit., str. 103). Potwierdza to wcześniej wysuniętą tezę o ścięciowej genezie tego ciosu.

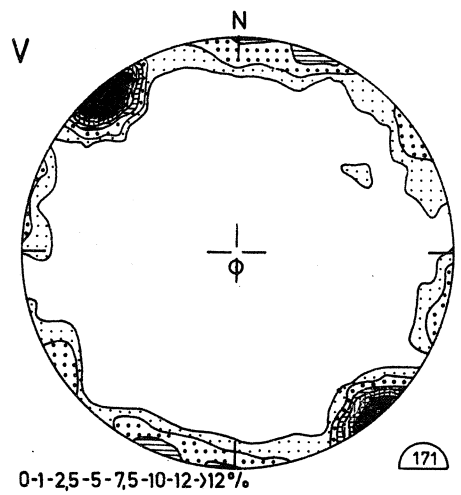
Założenie spękań tego systemu odnieść można do cyklu tektogenetycznego związanego ze środkowopolskim planem strukturalnym. Powstały one w polu naprężeń typu przesuwczego przy pionowym położeniu naprężenia σ_2 i poziomym, o przebiegu NE—SW, położeniu naprężenia σ_1. Otwarcie spękań tego systemu nastąpiło najprawdopodobniej w podobnym czasie jak systemu $J_2 - J_4$, tzn. przed miocenem (por. Dżułyński, 1953, str. 388). Zapoczątkowane ono zostało z chwilą przejścia górotworu z przesuwczego w grawitacyjno-normalny układ pola naprężeń. Proces ten trwać może do dnia dzisiejszego.

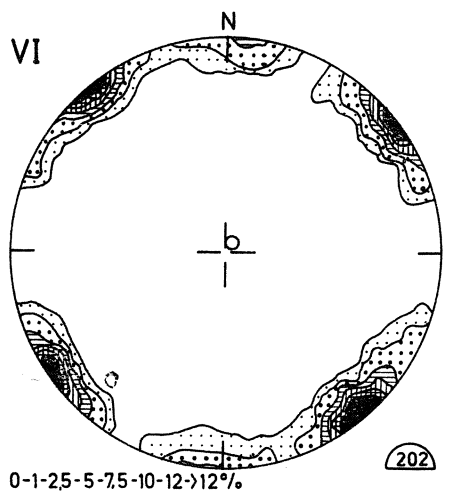
W trakcie ruchów tektoniki mioceńskiej nastąpiła zmiana planu i układu pola naprężeń, w czasie których dominował grawitacyjno-normalny układ tego pola. Śladem tego są częste kulisowe ułożenia spękań w pionie (pl. III, pl. IV, fig. 2), połogie żebra tektoniczne występujące zwłaszcza na powierzchniach zespołu WNW—ESE (J_1) oraz intensywna mineralizacja kalcytem tego zespołu w osadach jurajskich (fig. 9b).

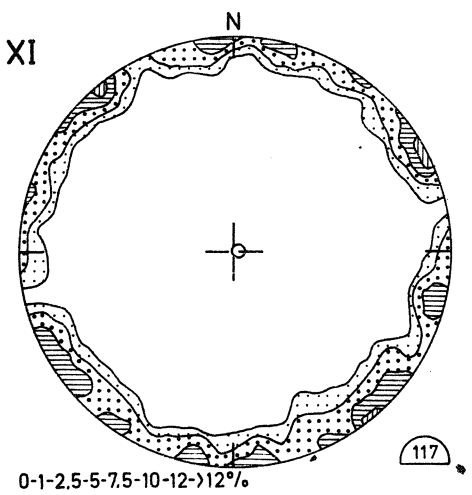
POWIERZCHNIE ŚCIĘĆ

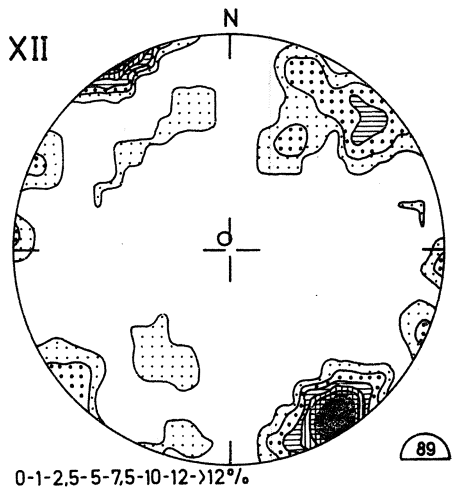
Struktury określone pojęciem ścięć obejmują wszelkie powierzchnie zlustrowane i slikolitowe (pl. V, fig. 1, 2), drobne uskoki (pl. VI, fig. 2), strefy kataklazy zarówno pierwotne, jak i wtórne, powierzchnie ciosu wybitnie gładkie i równe (por. Jaroszewski, 1972; Krokowski, 1980).

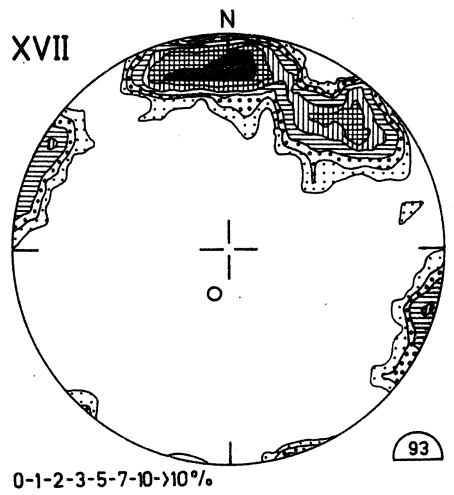
Rozkład powierzchni o cechach ścięć w utworach permskich i triasowych jest znacznie do siebie zbliżony (fig. 10, 11a). Przeważają wśród nich ścięcia pionowe

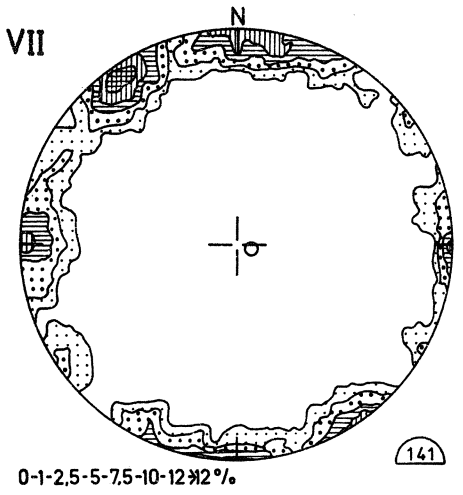


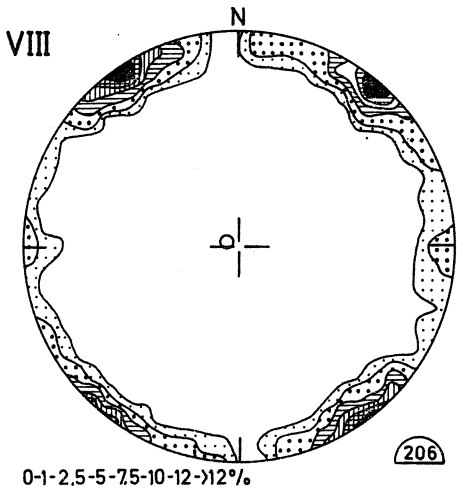


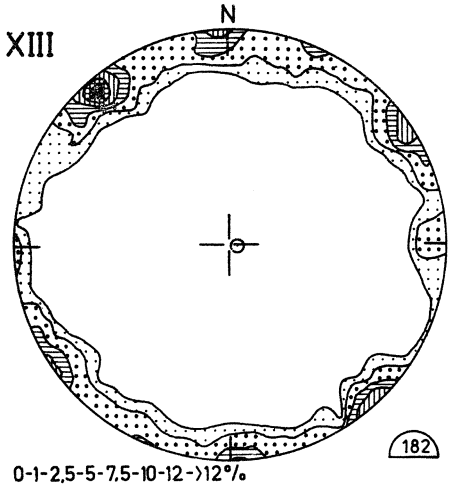


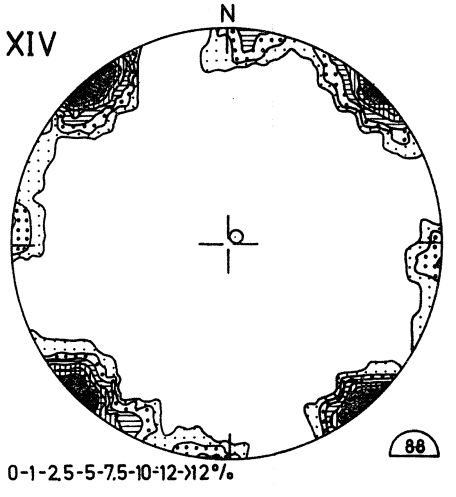


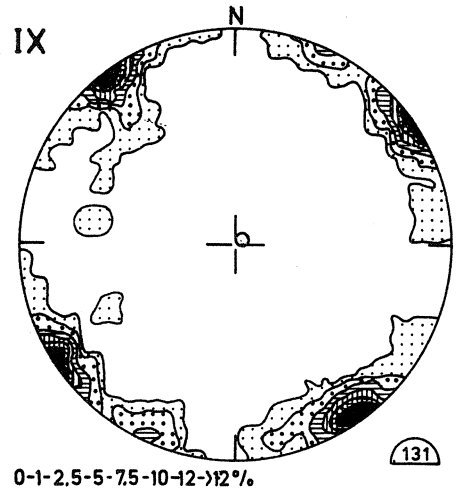


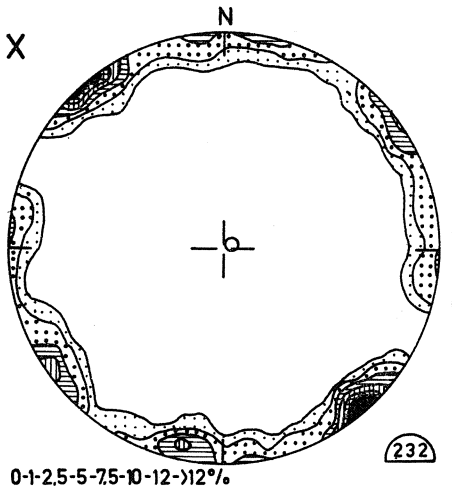


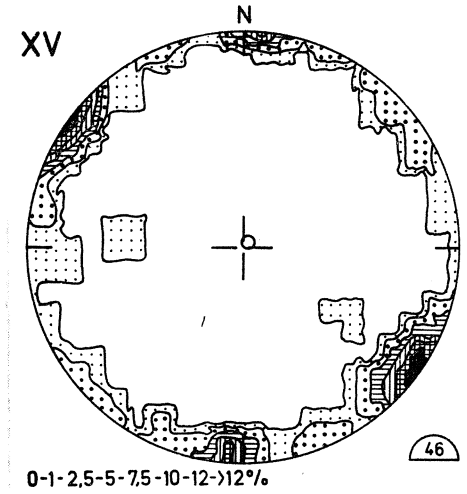












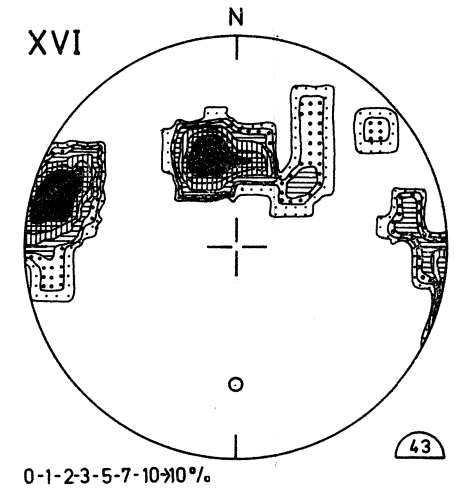


Fig. 6. Diagramy położenia ciosu w utworach triasowych. Kółkiem zaznaczono uśrednione położenie warstw. *V* – wapienie faliste (warstwy gogolińskie), Strzemieszyce Małe, *VI* – dolomity (dolomit kruszconośny), Gieraska koło Sławkowa, *VII* – wapienie faliste (warstwy gogolińskie), Podlipie koło Bolesławia, *VIII* – wapienie cienkoławicowe (warstwy z Pecten i Dadocrinus), Bukowno Wieś, *IX* – dolomity (dolomit diploporowy), Bukowno Wygiełza, *X* – wapienie gruboławicowe (warstwy z Pecten i Dadocrinus), Tłukienka koło Bukowna, *XI* – wapienie faliste (warstwy gogolińskie), Tłukienka, *XII* – dolomity (warstwy tarnowickie), Ujków Stary, *XIII* – wapienie faliste (warstwy gogolińskie), Podlesie, *XIV* – wapienie faliste (warstwy gogolińskie), okolice Psar, *XV* – dolomity (dolomit kruszconośny), Psary, *XVI* – wapienie płytowe (warstwy z Pecton i Dadocrinus), Młoszowa stroma część fleksury, *XVII* – wapienie cienkoławicowe (warstwy gogolińskie), Młoszowa, pologa część fleksury

Fig. 6. Diagrams showing attitude of joint in the Triassic deposits. Average attitudes are marked by circles. *V* – Wellenkalk (Gogolin Beds), Strzemieszyce Małe, *VI* – dolomites (orebearing dolomites), Gieraska near Sławków, *VII* – Wellenkalk (Gogolin Beds), Podlipie near Bolesław, *VIII* – thin-bedded limestones (Pecten and Dadocrinus Beds), Bukowno Wieś, *IX* – dolomites (Diplopora dolomites), Bukowno Wygiełza, *X* – thick-bedded limestones (Pecten and Dadocrinus Beds), Tłukienka near Bukowno, *XI* – Wellenkalk (Gogolin Beds), Tłukienka, *XII* – dolomites (Tarnowiec Beds), Ujków Stary, *XIII* – Wellenkalk (Gogolin Beds), Podlesie, *XIV* – Wellenkalk (Gogolin Beds), Psary, *XV* – dolomites (ore-bearing dolomites), Psary. *XVI* – platy limestones (Pecten and Dadocrinus Beds). Młoszowa, steep flank of a flexure, *XVII* – thin-beddeb limestones (Gogolin Beds), Młoszowa, slightly inclined flank of a flexure

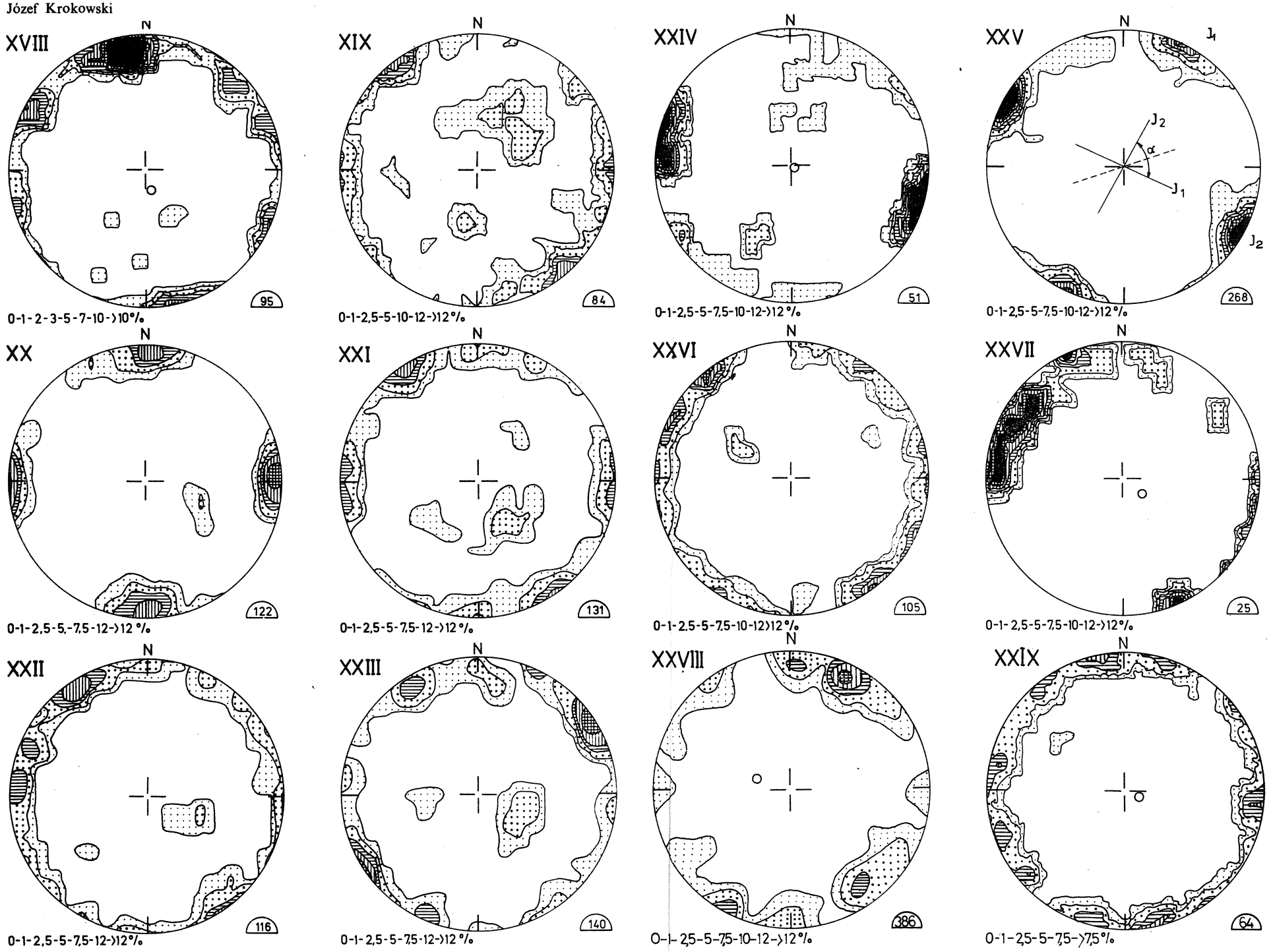


Fig. 7. Diagramy położenia ciosu w osadach jurajskich, kredowych i mioceńskich. Kółkiem zaznaczono uśrednione położenie warstw. *XVIII* – wapienie ławicowe (malm), Trzebinia Górka, *XIX* – wapienie skaliste (malm), Racławice i Szklary, *XX* – wapienie skaliste, Dolina Będkowska, *XXI* – wapienie skaliste, Dolina Kobylańska, *XXII* – wapienie skaliste, Dolina Bolechowicka, *XXIII* – wapienie skaliste i ławicowe, Dolina Kluczwody, *XXIV* – wapienie skaliste i ławicowe, okolice Mydlnik i Rząski, *XXV* – wapienie ławicowe i skaliste, Kapelanka, Kraków, *XXVI* – wapienie ławicowe i skaliste, Januszowice, Korzkiew, Witkowice, *XXVII* – margle (senon), Zabierzów, *XXVIII* – wapienie ławicowe, Zabierzów, *XXIX* – iły mioceńskie, Kraków

Fig. 7. Diagrams showing attitude of joint in the Jurassic, Cretaceous and Miocene deposits. Average attitudes are marked by circles. *XVIII* – bedded limestones (Malmian), Trzebinia Górka, *XIX* – massive limestones (Malmian), Racławice and Szklary, *XX* – massive limestones, Będkówka Valley, *XXI* – massive limestones, Kobylanka Valley, *XXII* – massive limestones, Bolechowicka Valley, *XXIII* – massive and bedded limestones, Kluczwoda Valley, *XXIV* – massive and bedded limestones, Kluczwoda Valley, *XXIV* – massive and bedded limestones, Mydlniki and Rząska, *XXV* – massive and bedded limestones, Kapelanka in Kraków, *XXVI* – massive and bedded limestones, Januszowice, Korzkiew and Witkowice, *XXVII* – marls (Senonian), Zabierzów, *XXVIII* – bedded limestones, Zabierzów, *XXIX* – Miocene clays, Kraków

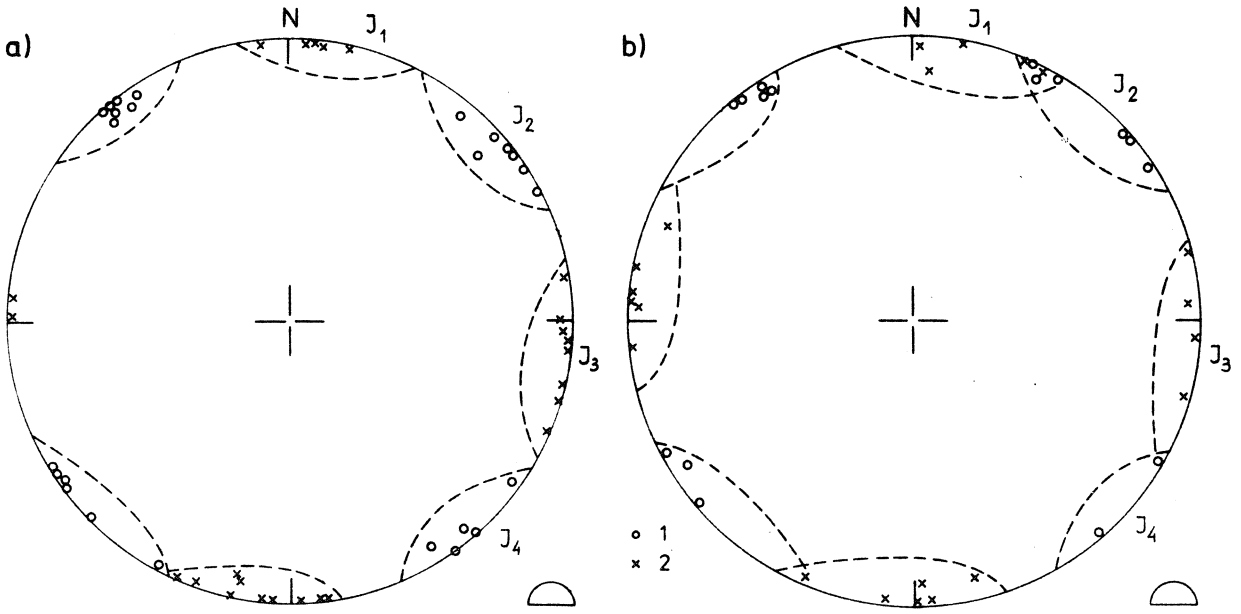


Fig. 8. Diagramy zbiorcze średnich kierunków ciosu pionowego i stromego: *a* — trias, *b* — jura. *1* — system NW—SE i NE—SW (J_2-J_4), *2* — system WNW—ESE i NNE—SSW (J_1-J_3). W strefach fleksuralnych ugięć, np. w rejonie fleksury młoszowskiej, cios był rotowany wokół osi tych ugięć

Fig. 8. Complex diagrams of mean orientation of vertical and steep joints: *a* — Triassic, *b* — Jurassic. *1* — NW—SE and NE—SW system (J_2-J_4), *2* — WNW—ESE and NNE—SSW system (J_1-J_3). Within flexural bendings, like e.g. in the Młoszowa Flesure, joints were rotated around axes of these bendings

i strome o geometrii korespondującej z ciosem. Niektóre, występujące w glinach sławkowskich, wypełnione są gipsem (Bilan, Krokowski, 1974; Krokowski, 1975), w innych utworach zaś kalcytem.

Odmiennie wykształcone są ścięcia w osadach jurajskich (fig. 11). W utworach tych, znacznie intensywniej niż w permie i triasie, wykształcone są ścięcia o mniej

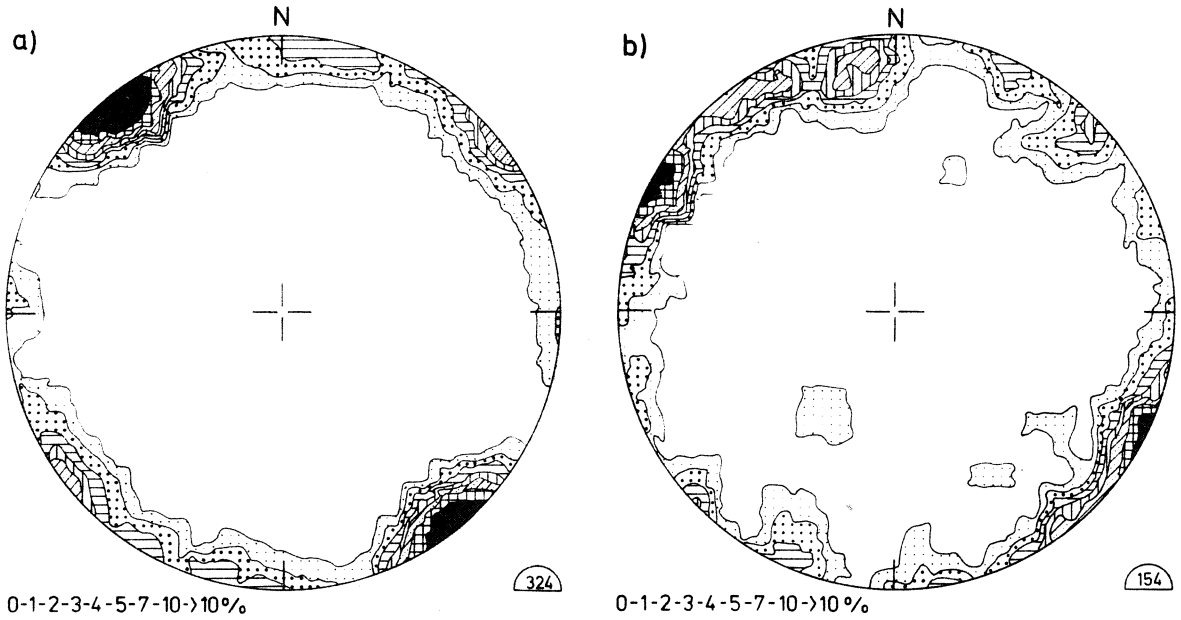


Fig. 9. Diagramy ciosu zmineralizowanego kalcytem: *a* — trias, *b* — jura

Fig. 9. Diagrams showing the orientation of $CaCO_3$-mineralized joint surfaces: *a* — Triassic, *b* — Jurassic

stromym położeniu. Na istnienie nachylonych powierzchni w wapieniach jury zwrócili uwagę już Kuźniar i Żelechowski (1927) oraz Dżułyński (1953). Badania i dyskusję problematyki spękań nachylonych w wapieniach jurajskich okolic Zawiercia przeprowadził ostatnio Bednarek (1974).

W osadach jurajskich rejonu badań w grupie ścięć o kątach upadu 60–70° wyróżnić można dwa zespoły o biegach NW–SE i zapadaniu ku NE i SE (fig. 11b, por. też fig. 20, 21). Słabsze maksima dają natomiast ścięcia o biegach NE–SW. Dobrze wykształcone są ścięcia połogie o kątach upadu około 30–40°. Wśród ścięć połogich wyróżnić można dwa zespoły o biegach NNE–SSW i upadach ku ESE

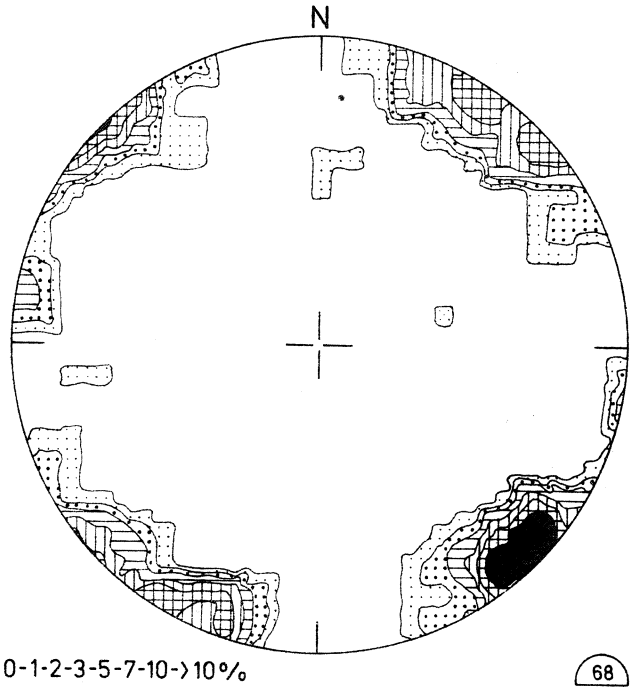


Fig. 10. Diagram powierzchni o cechach ścięć, utwory permskie (głównie zlepieniec myślachowicki)

Fig. 10. Diagram of the orientation of shear-like surfaces within the Permian deposits (mainly the Myślachowice Conglomerates)

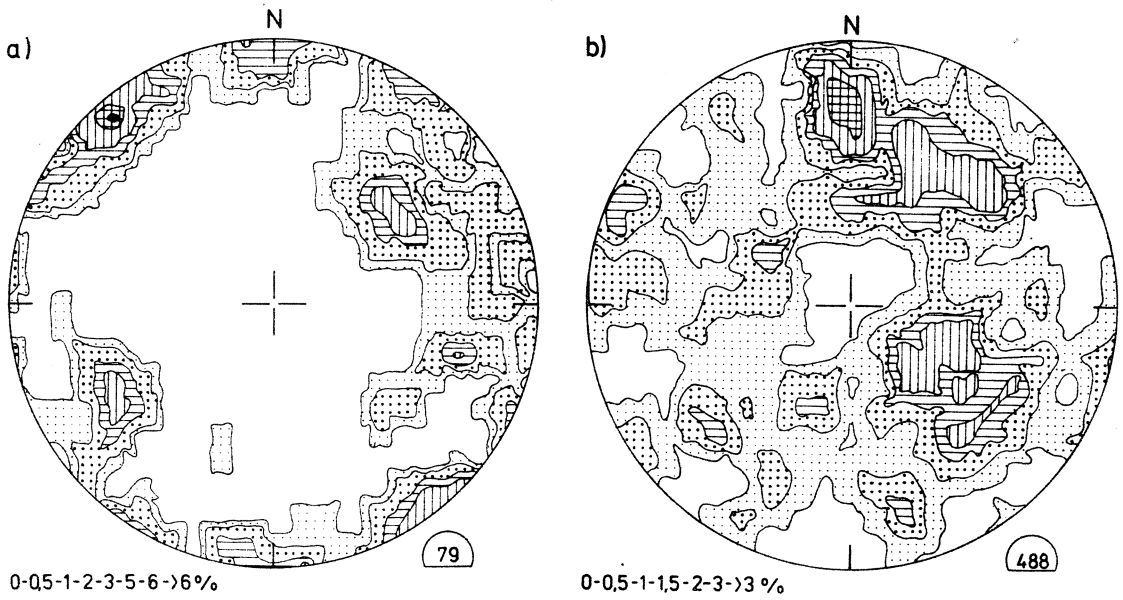


Fig. 11. Diagramy powierzchni o cechach ścięć: *a* – trias, *b* – jura

Fig. 11. Diagram of the orientation of shear-like surfaces: *a* – Triassic, *b* – Jurassic

i WNW. Znacznie słabiej od poprzednich natomiast wykształcone są połogie ścięcia o biegach WNW – ESE (fig. 11). Ścięcia pionowe i do takich zbliżone mają kierunki podobne do ścięć występujących w osadach permu i triasu. Zdecydowanie zaznaczają się ścięcia zapadające ku północy.

Nieco inne wykształcenie ścięć w jurze oraz triasie i permie może wynikać z pochodzenia utworów z różnych części badanego obszaru o różnych wpływach tektonicznych. Ma na to wpływ także odmienne ich wykształcenie litologiczne.

Genezę ścięć pionowych i stromych, występujących w utworach permsko-mezozoicznych, wiązać można z okresem przesuwczego układu pola naprężeń (σ_2 pionowe). Podporządkowane są one środkowopolskiemu planowi strukturalnemu (por. uwagi o genezie ciosu).

Powstanie ścięć nachylonych o kątach upadu 60 – 70° wiązać można z grawitacyjno-normalnymi lub tensyjnymi warunkami układu pola naprężeń w trakcie normalnego uskokowania obszaru. Obciążenie grawitacyjne skał nadkładu było

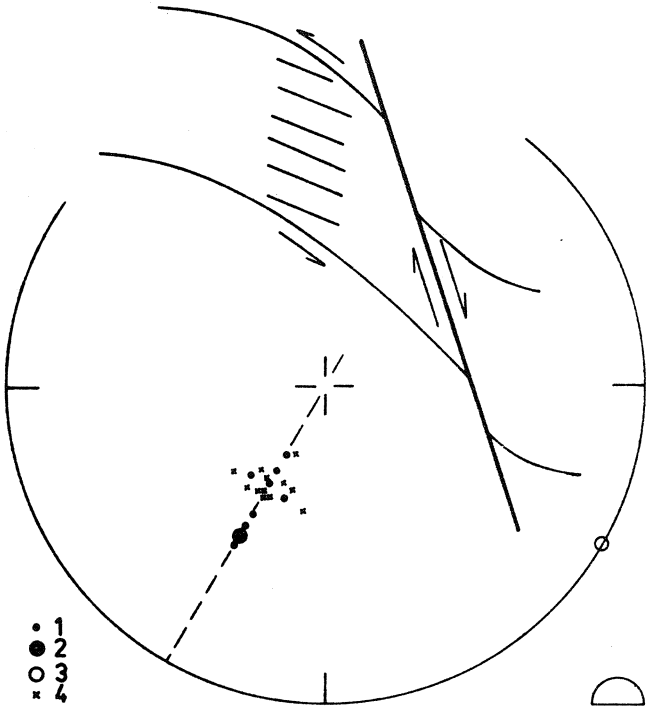


Fig. 12. Diagram i schematyczny rysunek fleksury przydyslokacyjnej oraz ścięć połogich w wapieniach górnojurajskich, południowa część Doliny Będkowskiej, północne, wiszące skrzydło rowu krzeszowickiego. *1* – położenie warstw, *2* – położenie warstw w strefie występowania ścięć, *3* – oś β fleksuralnego przegięcia warstw, *4* – ścięcia

Fig. 12. Diagram and schematic drawing of a near-fault flexure as well as slightly inclined shear surfaces in the Upper Jurassic limestones, southern part of the Będkówka Valley, northern flank of the Krzeszowice Graben. *1* – attitude of beds, *2* – attitude of beds in the shear zone, *3* – β axis of a flexural bending, *4* – shears

w tym rejonie niewielkie. Najmniejsze naprężenie σ_3 o wartości ujemnej (tensja) odegrało aktywną rolę, a jego orientacja spowodowała przestrzenne ukierunkowanie tych spękań (Bednarek, 1974; Krokowski, 1984 w druku, por. też Jerzykiewicz, 1969). Należy tu podkreślić związek geometrii ścięć o cechach normalno-zrzutowych z głównymi kierunkami ciosu (Dżułyński, 1953; Kozioł, 1953; Krokowski loc. cit.). Grawitacyjno-normalny układ pola naprężeń zapoczątkowany został jeszcze w okresie cyklu wczesnoalpejskiego. Warunki tektoniki normalno-zrzutowej dominują w okresie ruchliwości mioceńskiej. Stąd też genezę znacznej części ścięć zwłaszcza systemu WNW – ESE i NNE – SSE odnieść należy do tego etapu ewolucji strukturalnej obszaru.

Omawiane tutaj ścięcia występują niezależnie od nadrzędnych nieciągłości

wyższego rzędu. Często tworzą pary komplementarnych dysjunkcji sprzężonych. Czasem natomiast występują jako spękania opierzające. Obserwować można ich wykształcenie jako spękania D, P i R′ w odniesieniu do znanych schematów kinematycznych (np. Skempton 1966, Tchalenko, 1968, 1970; Wilcox et al., 1973). W takim świetle część ścięć pologich i stromych można traktować jako sprzężenie (Hills, 1963, str. 195; Jaroszewski, 1974, str. 180). Odnieść to można zwłaszcza do ścięć o biegach zbliżonych do równoleżnikowego związanych z uskokami normalnymi lub strefami fleksuralnymi o tym przebiegu. Systemy takie można obserwować w strefie uskokowej północnej krawędzi rowu krzeszowicko-krakowskiego. Przy tym ścięcia strome, zwłaszcza o zapadaniu ku północy, mają czasami inwersyjny charakter cech kinematycznych (np. Trzebinia Górka fig. 1, 7).

Powstanie niektórych pologich ścięć wiązać można z przesuwami międzyławicowymi (pakietowymi) spowodowanymi fleksuralnym wyginaniem warstw w pobliżu znaczniejszych uskoków np. w Dolinie Będkowskiej, w strefie krawędzi rowu krzeszowicko-krakowskiego (fig. 12). Duże znaczenie w zjawisku tym ma słabe uławicenie wapieni górnej jury, co wydatnie utrudniło poślizgi międzyławicowe na korzyść wzmiankowanych ścięć.

STRUKTURY ŚLIZGOWE

Struktury ślizgowe występujące w osadach permsko-mezozoiczno-kenozoicznych obejmują zjawiska typu ślizgów i slikolitów. Bardzo często obserwować można przejścia między tymi strukturami, a nawet przejścia do stylolitów (pl. V, fig. 2, por. Jaroszewski 1972, Krokowski 1980).

Do określania zwrotu przemieszczeń wzdłuż powierzchni zlustrowanych często wykorzystywano różne rodzaje tektoglifów (Dżułyński, Kotlarczyk, 1965; Jaroszewski, 1972), głównie zadziorów tektonicznych. Interpretację kinematyczną przeprowadzono zgodnie z tzw. kryterium odwrotnym (Dżułyński, 1953; Gay, 1970; Jaroszewski, 1972). Koresponduje to z kruchym typem uskokowania obszaru.

Większość struktur ślizgowych wskazuje na zrzutowy lub zrzutowo-przesuwczy styl tektoniki uskokowej (fig. 13). Wśród mniej stromych powierzchni dominuje składowa zrzutowa. Przeważają wśród nich powierzchnie o biegach NNE–SSW i WNW–ESE (fig. 13, 14a). Nieco słabiej natomiast reprezentowane są powierzchnie o biegach NW–SE i NE–SW. W przypadku struktur ślizgowych i slikolitów o stromych powierzchniach rośnie udział składowej przesuwczej, aczkolwiek rysy ślizgowe i pręciki slikolitów na nich występujące najczęściej nie mają poziomej orientacji. Przesuwczy i przesuwczo-zrzutowy charakter mają strome lustra zespołów o biegach NNE–SSW i NE–SW (fig. 13, 14b) oraz w pewnym stopniu również WNW–ESE.

W osadach jurajskich występuje wyraźna zbieżność geometrii zespołów struktur ślizgowych z ciosem (Krokowski, 1982 w druku). Potwierdza to istnienie takiej zależności w odniesieniu do uskoków i ciosu rejonu badań (Dżułyński 1953, Kozioł 1953).

W rozwoju struktur ślizgowych dopatrzyć się można kilku faz tworzenia. W

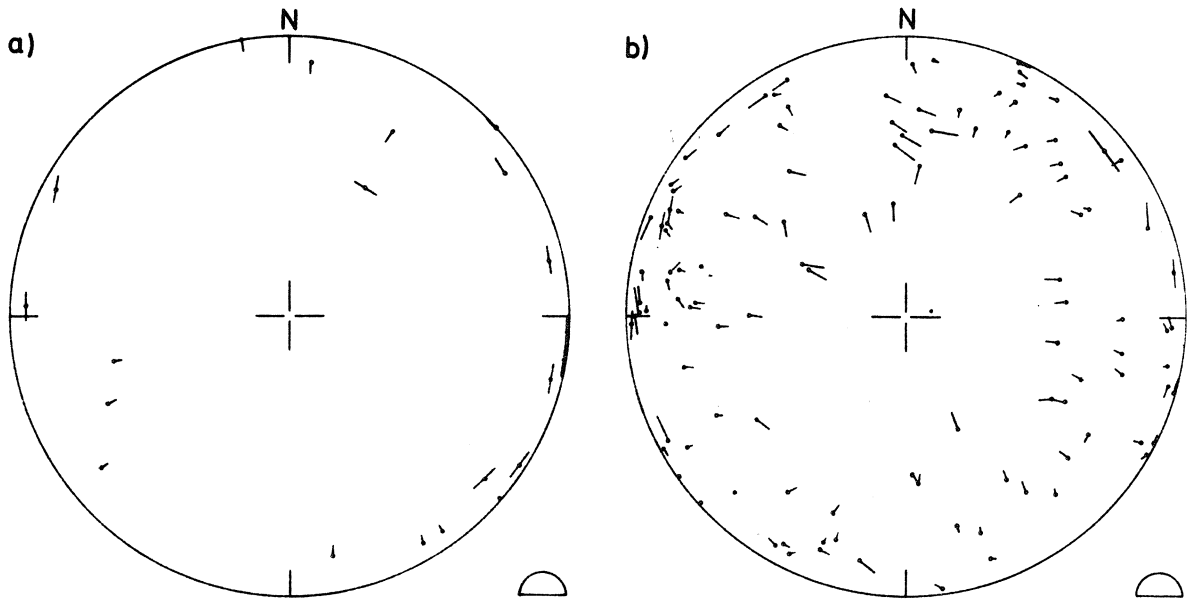


Fig. 13. Diagramy struktur ślizgowych: *a* — trias i perm, *b* — jura. Punkt jest biegunem powierzchni, a odcinek reprezentuje położenie rys ślizgowych i slikolitów. Długość odcinka jest odwrotnie proporcjonalna do kąta nachylenia rys ślizgowych i slikolitów

Fig. 13. Diagrams of slickenside structures: *a* — Triassic and Permian, *b* — Jurassic. The point is the normal to the surface and the stretch represents the orientation of tectonic striae and sliccolites. The length of the stretch is reversely proportional to the dip of striae and sliccolites

osadach triasowych i jurajskich zaobserwowano nakładanie się rys ślizgowych „zrzutowych" na „przesuwcze". Nadto, częste wydaje się być zjawisko występowania rys zrzutowych na powierzchniach pionowych o położeniu typowym dla ścięć przesuwczych. Spotyka się też zjawisko odwrotne, tzn. istnienie rys przesuwczych lub przesuwczo-zrzutowych na połogich powierzchniach.

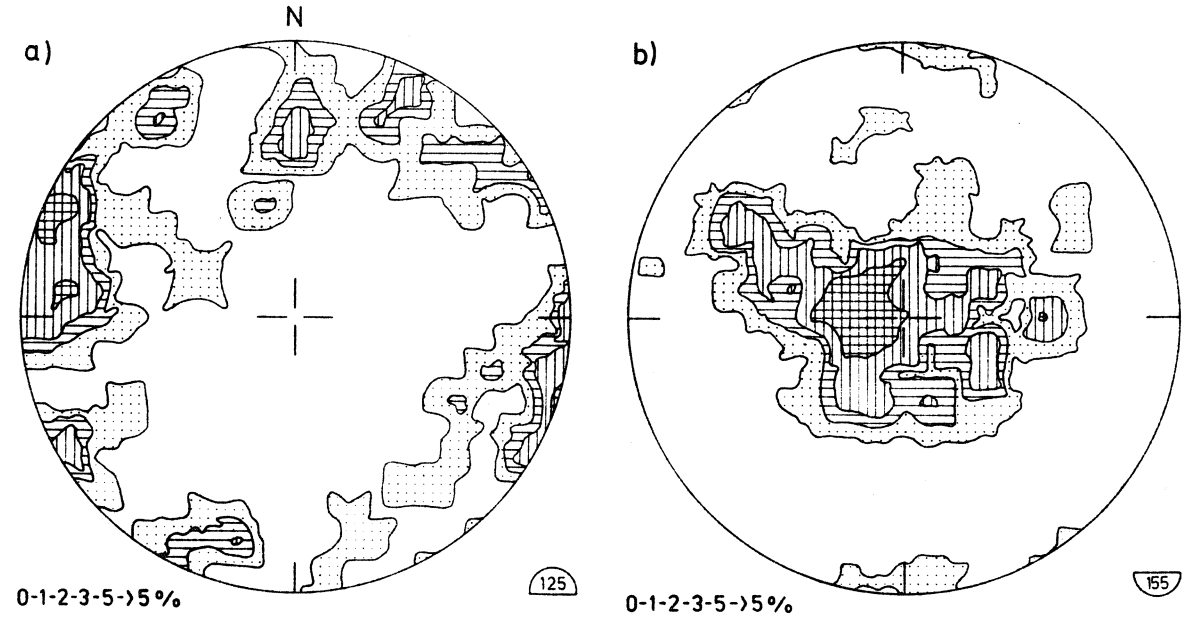


Fig. 14. Diagramy położenia: *a* — powierzchni zlustrowanych, *b* — rys ślizgowych i slikolitów, osady jurajskie

Fig. 14. Diagrams showing the orientation of: *a* — slickensides, *b* — tectonic striae and sliccolites in the Jurassic deposits

STYLOLITY

Stylolity są strukturami, które licznie występują w osadach węglanowych obszaru badań. Najbardziej intensywnie rozwinięte są w osadach górnej jury. Mają najczęściej położenie pręcików zbliżone do pionowego.

Ciągły szereg przejść między strukturami ślizgowymi, slikolitami i stylolitami (pl. V, fig. 2) sugeruje tektoniczne pochodzenie stylolitów (Jaroszewski, 1969, 1972; Mattauer, 1973; Bednarek, 1974; Świdrowska, 1976). Stylolity te najczęściej przecinają skały „en masse", co widać zwłaszcza w wapieniach górnojurajskich. Genezę stylolitów o pionowych pręcikach wiązać można z etapami normalno-zrzutowego uskokowania jako efekt kompensacji przemieszczeń i rozpuszczania pod wpływem obciążenia grawitacyjnego mas nadkładu. Znaczą one pionowe położenie naprężenia σ_1. W przypadku stylolitów o stromych, lecz niecałkiem pionowych pręcikach występuje pewne rozciągnięcie submaksimów wzdłuż kierunku WNW—ESE (fig. 15). Może stanowić to związek z rzutowo-przesuwczymi uskokami cyklu młodoalpejskiego strefy północnej krawędzi rowu krzeszowicko-

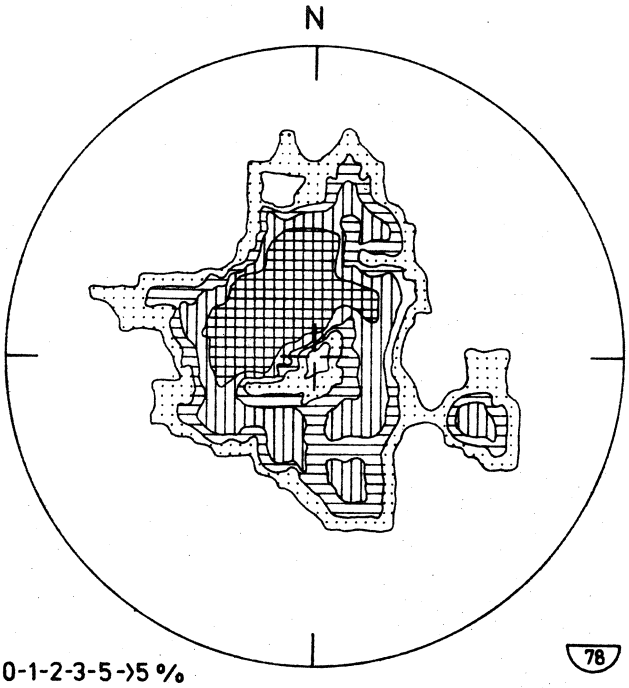


Fig. 15. Diagram niepionowych pręcików stylolitowych "en masse", jura

Fig. 15. Diagram of non-vertical stylolitic seams "en masse", Jurassic

-krakowskiego. W strefie tej, w rejonie Radwanowic, u wylotu Doliny Będkowskiej oraz lokalnie w innych miejscach obserwować można tendencję do katetalnego ustawiania się pręcików stylolitów w stosunku do wychylonego położenia warstw wapieni górnojurajskich. W związku z na ogół niewielkimi kątami upadu warstw, sięgającymi około dwudziestu stopni, trudno to zjawisko jednoznacznie ocenić. Jest prawdopodobne, że nastąpiła tu rotacja pręcików stylolitów wywołana przydyslokacyjną rotacją warstw w strefach uskokowych.

W osadach triasowych spotkać można nieliczne stylolity z poziomymi pręcikami o kierunku zbliżonym do NE—SW. Powstanie ich wiąże się prawdopodobnie z etapem przesuwczego pola naprężeń przy pionowym położeniu naprężenia σ_2.

Pręciki wyznaczają położenie osi σ_1. Zbyt mała liczba obserwacji nie upoważnia jednak do szerszych regionalnych uogólnień.

ŻEBRA TEKTONICZNE

Żebra tektoniczne (pl. VI, fig. 1, pl. VII) to zjawiska stanowiące formę przejściową między strukturami rąbkowymi „c" (Woodworth, 1897; Hodgson, 1961a) a zadziorami tektonicznymi (Jaroszewski, 1972). Charakteryzują one progresywnie rozwijające się spękania o mechanizmie poślizgowo-rozdzielczym (Sheldon, 1912b; Roberts, 1961; Raggatt, 1954; Solomon, Hill, 1962; Cegła, Dżułyński, 1967; Jaroszewski, loc. cit.).

W utworach permo-mezozoiczno-kenozoicznych badanego obszaru występują dwie populacje żeber: 1) o położeniu zbliżonym do pionowego, 2) o połogim położeniu (fig. 16). Żebra pionowe wskazują na poziomy kierunek propagacji zniszczenia, natomiast żebra połogie na jego strome położenie, uzależnione powierzchnią pęknięcia. Na obszarze badań przeważają żebra pionowe lub o bardzo stromym położeniu z tendencją do zachowania katetalności. Żebra takie znacznie częściej spotkać można w osadach triasu niż jury. Występują one najczęściej na powierzchniach ciosu J_4 (NE–SW). Również często spotkać je można na powierzchniach ciosu WNW–ESE (J_1) i NNE–SSW (J_3), co widoczne jest zwłaszcza w osadach jurajskich. Orientacja żeber tektonicznych nie jest w pełni jednorodna. Sugeruje wpływ niejednego aktu deformacyjnego na ich genezę, wskazując na znaczną wielo-

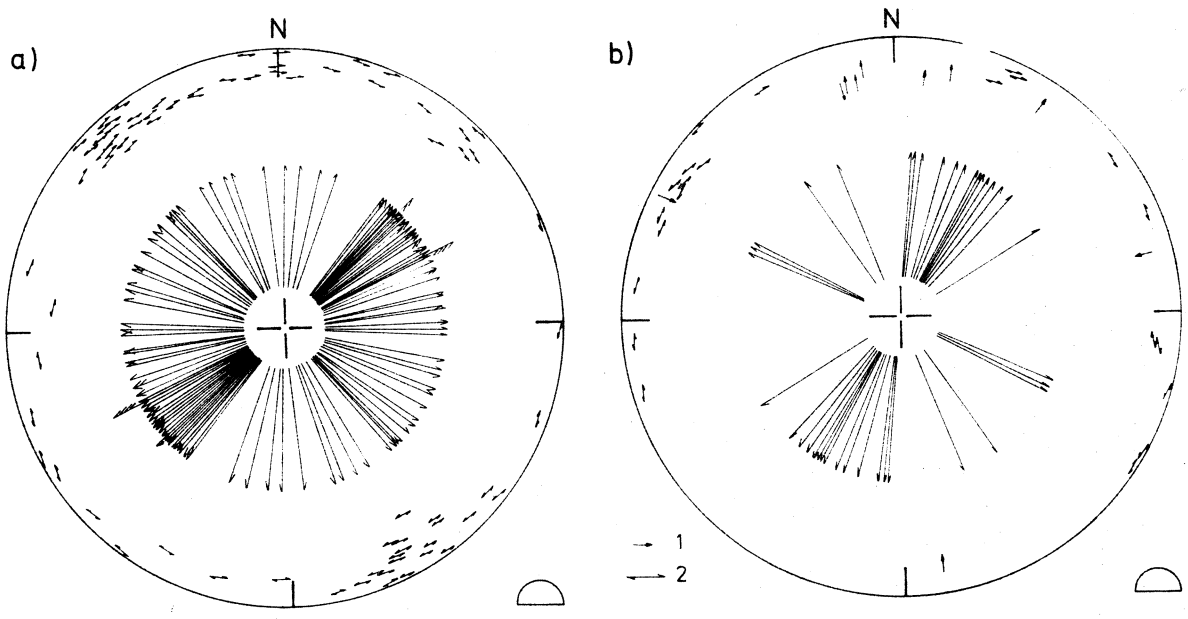


Fig. 16. Diagramy żeber tektonicznych: *a* – trias i częściowo perm, *b* – jura. *1* – żebra poziome i połogie oraz zwrot tendencji ruchu części nadległej, *2* – żebra pionowe oraz zwrot tendencji do ruchu. Strzałki w centralnej części diagramu odpowiadają tendencji do ruchu na powierzchniach z żebrami pionowymi

Fig. 16. Diagrams showing the orientation of tectonic ribs: *a* – Triassic and partly Permian, *b* – Jurassic. *1* – horizontal and oblique ribs and the sense of movements of the overlying part, *2* – vertical ribs and the sense of movement. Arrows in the centre of the diagram indicate the sense of movement on surfaces containing vertical ribs

fazowość w rozwoju ciosu oraz lokalne zróżnicowanie mechaniczne. Powstanie ich wiązać można z okresem zakładania spękań w polu naprężeń typu „przesuwczego" (σ_2 pionowe). W gruboławicowych wapieniach górnej jury, w odróżnieniu do innych osadów, często występują połogie żebra tektoniczne. Wskazują one na zrzutowy, często prawie pionowy kierunek rozwoju zniszczenia powierzchni, na których występują. Często obserwować można spękania tworzące kulisowe formy szeregów o stromych osiach (pl. IV, fig. 2). One to właśnie przygotowują i warunkują tworzenie się poziomych żeber tektonicznych. Nasilenie występowania połogich żeber tektonicznych w osadach jurajskich w stosunku do pozostałych można tłumaczyć:

– wpływem litologii skał, gdzie rolę decydującą odegrała miąższość ławic pozbawionych licznych pierwotnych powierzchni nieciągłości S_0.

– znaczną rolą ruchów pionowych.

Genezę tych żeber wiązać można z okresem pionowego ustawienia naprężenia σ_1 (grawitacyjno-normalny układ pola naprężeń). Wskazuje to na inną niż w przypadku żeber pionowych genezę spękań, na których występują. Dotyczy to zwłaszcza spękań systemu $J_1 - J_3$ (WNW – ESE i NNE – SSW). Przejścia od żeber pionowych do połogich, obserwowane zwłaszcza w osadach jury, wskazują na przechodzenie spękań przesuwczych w zrzutowo-normalne (Hancock, 1968).

PROBLEM POŁOGIEGO TRANSPORTU TEKTONICZNEGO

Problem połogich przesunięć w obrębie permo-mezozoiczno-kenozoicznych osadów Wyżyny Krakowskiej był poruszany kilkakrotnie (Kuźniar, Żelechowski, 1927; Nowak, 1927; Bobrowski, 1950; Dżułyński, 1953; A. Tokarski, 1954). Dżułyński (op. cit.) zakwestionował twierdzenia poprzedników, jakoby na przed-

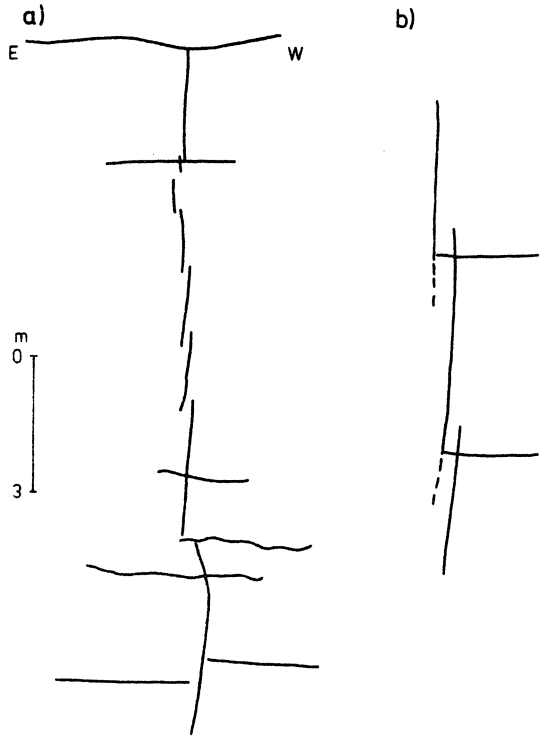


Fig. 17. *a* – kulisowo ułożone pionowe i strome spękania zespołu NNE/SSW (J_3), wapienie górnojurajskie, łom na Kapelance, Kraków. *b* – schematyczny rysunek obrazujący tworzenie się okapów tektonicznych powstałych na przecięciu się połogich nieciągłości z kulisowo ułożonymi spękaniami. Wzdłuż powierzchni połogich (uławicenia) nie ma przemieszczeń. Złudzenie istnienia takich przemieszczeń sprawiają kulisowe spękania

Fig. 17. *a* – En échelon-arranged vertical and steep joints of the NNE – SSW set (J_3), Upper Jurassic limestones, Kapelanka quarry, Kraków, *b* – Sketch showing the mode of formation of tectonic overlaps, developed at the intersection of bedding planes and en échelon – arranged joints. There is no translation along oblique surfaces (bedding planes). Illusion of such translations is caused by en echelon joints

polu Karpat fliszowych nastąpiło odkłucie pokrywy mezozoicznej w wyniku nacisków od fałdujących się utworów w Karpatach. Autor ten wyróżnił dwa rodzaje ruchów poziomych możliwych w obrębie pokrywy permo-mezozoicznej: 1) przesunięcia poziome wzdłuż pionowej lub pochyłej powierzchni uskoku, 2) wzajemne przesunięcia warstw związane z przechyleniami bloków uskokowych i z fleksuralnymi ugięciami (Dżułyński loc. cit., str. 403).

Jednym z przejawów połogich przesunięć miały być okapy skalne występujące w wapieniach górnej jury (Kuźniar, Żelechowski, 1927; Gradziński, 1955; Jaroszewski, 1968). Ostatnie badania (Krokowski, 1977, 1984) nie potwierdziły jednak tych sugestii. Można przypuszczać, że okapy powstały na przecięciu powierzchni uławicenia ze stromymi spękaniami ułożonymi kulisowo (fig. 17). W trakcie eksploatacji lub w wyniku erozji część podokapowa lub nadstopniowa odpada dając złudzenie poziomego przemieszczania się mas skalnych. Stanowi to częściowy powrót do poglądów Dżułyńskiego (1953), z tym: że istotną rolę w genezie zjawiska odgrywa kulisowe ułożenie spękań w pionie (Krokowski, 1984). Stała orientacja okapów, według Gradzińskiego (1955), świadczy o jednolitym ułożeniu kulisów, a zatem o dużym znaczeniu w analizie mechanicznej genezy tych spękań.

USKOKI

Budowa geologiczna osadów permo-mezozoiczno-kenozoicznych na omawianej części Wyżyny Krakowskiej i Śląskiej nie nosi znamion intensywnych ruchów fałdowych. Istotną tektoniczną rolę odgrywają natomiast uskoki (Dżułyński, 1953; K. Bogacz, 1959, 1976; Alexandrowicz, 1964). One też decydują w sposób zasadniczy o obecnym obrazie budowy geologicznej tego regionu.

USKOKI NORMALNE

Wśród zbadanych drobnych dyslokacji zdecydowaną przewagę mają uskoki normalne, które stanowią około 75% obserwowanych (fig. 18). Prawdopodobnie część tych dyslokacji ma równocześnie charakter przesuwczy. Obserwacja i udokumentowanie uskoków o składowej przesuwczej sprawia znaczne trudności. Uskoki takie najłatwiej rozszyfrować studiując położenie rys ślizgowych lub też na mapie. Kąty upadu powierzchni ślizgów uskoków normalnych wynoszą najczęściej 50—70° (średnio około 66°).

Drobne uskoki normalne często występują w obrębie wapieni falistych warstw gogolińskich triasu (pl. I, fig. 2). Ulegają one na ogół zatarciu i wygasaniu w wyżej leżących, cienkoławicowych wapieniach serii zlepieńcowej oraz niżej leżących, także podobnie wykształconych wapieniach serii z Pecten i Dadocrinus. Temu zanikaniu uskoków towarzyszą często fleksuralne ugięcia warstw (por. Dżułyński, 1953; Lehee, 1961, str. 232). Często obserwować można zmiany wielkości kąta upadu powierzchni uskoków uzależnione wykształceniem litologicznym osadów, które zaburzają (por. Sitter, 1959: str. 153, Gałkiewicz, 1973).

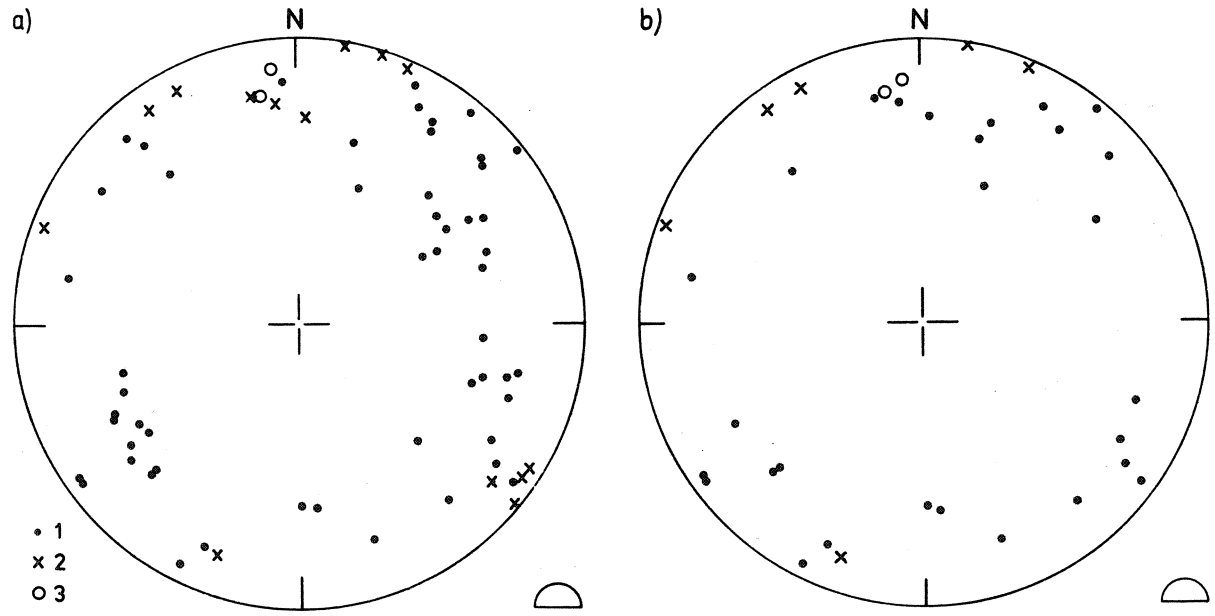


Fig. 18. Diagramy drobnych uskoków: *a* — perm i mezozoik, *b* — jura. *1* — uskoki normalne, *2* — uskoki przesuwcze, *3* — uskoki inwersyjne

Fig. 18. Diagrams showing the orientation of small faults: *a* — Permian and Mesozoic, *b* — Jurassic. *1* — normal-slip faults, *2* — strike-slip faults, *3* — reverse faults

Przykładem dużego uskoku normalnego jest dyslokacja o przebiegu NE—SW odsłaniająca się w południowej części łomu w Czatkowicach (Dżułyński, 1953, str. 334, 350, fig. 3; Krokowski, 1980). Stanowi ona jedną z systemu uskoków schodowych ograniczających od północy rów krzeszowicki (fig. 1). Wzdłuż tego uskoku obserwować można kontakt osadów wapienia węglowego, stanowiących skrzydło wiszące z osadami jurajskimi, będącymi skrzydłem zrzuconym. Struktury przydyslokacyjne wytworzone zostały głównie w kruchych wapieniach wizenu (fig. 21). Warstwy tych wapieni ustawione są pionowo o biegu NW—SE. Dyslokacja ta jest poprzeczną w stosunku do nich i dzięki temu właśnie struktury przydysloka-

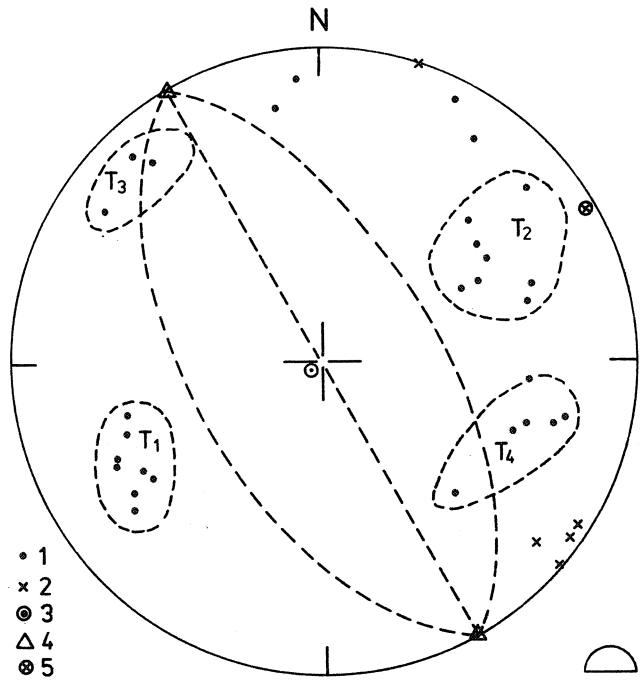


Fig. 19. Diagram drobnych uskoków, trias i perm. 1 — uskoki normalne, 2 — uskoki przesuwcze, 3 — naprężenie τ_1, 4 — naprężenie τ_2, 5 — naprężenie τ_3. Osie naprężeń wyznaczono dla uskoków sprzężonych systemu T_1 i T_2

Fig. 19. Diagram showing the orientation of small faults in the Triassic and Permian deposits. *1* — normal-slip faults, *2* — strike-slip faults, *3* — τ_1 stress axis, *4* — τ_2 stress axis, *5* — τ_3 stress axis. Stress axes distinguished for conjugated T_1 and T_2 fault system

cyjne są dobrze widoczne. Piaski batonu, wapienie piaszczyste keloweju i wapienie skaliste malmu skrzydła zrzuconego jako bardziej podatne odkształcały się plastycznie. Jedynie w wapieniach skalistych występują rzadkie powierzchnie nieciągłości o znacznych rozmiarach, które przypuszczalnie również należą do ścięć przydyslokacyjnych (fig. 20).

Drobne uskoki normalne występujące w utworach triasu i permu (fig. 19) tworzą kilka zespołów. Dobrze zaznaczone zespoły T_1 i T_2 można interpretować jako system komplementarny podłużny w stosunku do regionalnego biegu warstw

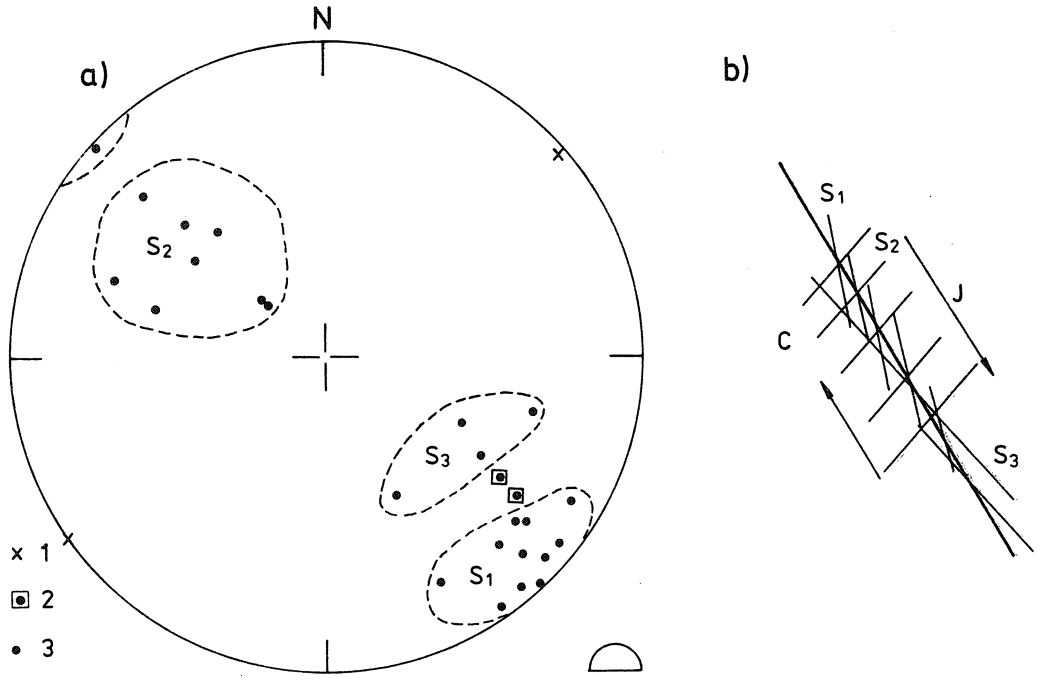


Fig. 20. Diagram (*a*) oraz schemat (*b*) uskoku normalnego w Czatkowicach (południowa część kamieniołomu). *1* – położenie warstw wapieni karbońskich w skrzydle wiszącym, *2* – położenie powierzchni uskoku, *3* – położenie spękań przydyslokacyjnych, *C* – karbon, *J* – jura

Fig. 20. Diagram (*a*) and sketch (*b*) of the normal fault at Czatkowice (southern part of the quarry). *1* – attitude of Carboniferous limestones in the upthrown side, *2* – attitude of the fault surface, *3* – attitude of near-fault joints, *C* – Carboniferous, *J* – Jurassic

oraz planu środkowopolskiego. Wyraźnie wyodrębniają się również uskoki zespołów T_3 i T_4 systemu poprzecznego.

W osadach jurajsko-kredowych przeważają uskoki normalne o biegach WNW–ESE (fig. 18b). Mają one strome powierzchnie o kątach upadu około 65–80°. Występują również dyslokacje o biegach NNE–SSW, NE–SE i NE–SW z odchyleniem do NEE–SWW. Korespondują one z głównymi kierunkami ciosu (por. fig. 8b).

Znaczna część uskoków normalnych powstała we wczesnoalpejskim cyklu związanym z formowaniem się struktur synklinorium środkowopolskiego. Wydaje się, że uskoki te powstały w początkowych oraz końcowych fazach tego cyklu. Oba te akordy normalnego uskokowania były prawdopodobnie rozdzielone etapem, w którym tworzyły się uskoki przesuwcze.

Uskoki NW–SE są podłużne, a NE–SW poprzeczne w stosunku do przebiegu

struktur reprezentowanych regionalnym biegiem warstw i osią synkliny miechowskiej. Również tektoniczna, północno-wschodnia granica Zagłębia Górnośląskiego ma kierunek zbliżony do NW–SE (K. Bogacz, 1980; W. Bogacz, Krokowski, 1981). Stąd tak wyraźne zaakceptowanie tego kierunku wśród omawianych dyslokacji. Znaczenie tego planu jest znacznie lepiej zauważalne na północnym zachodzie obszaru badań. W części południowo-wschodniej natomiast rola jego nieco słabnie na rzecz pęknięć systemu WNW–ESE i NNE–SSW. Przyczyną

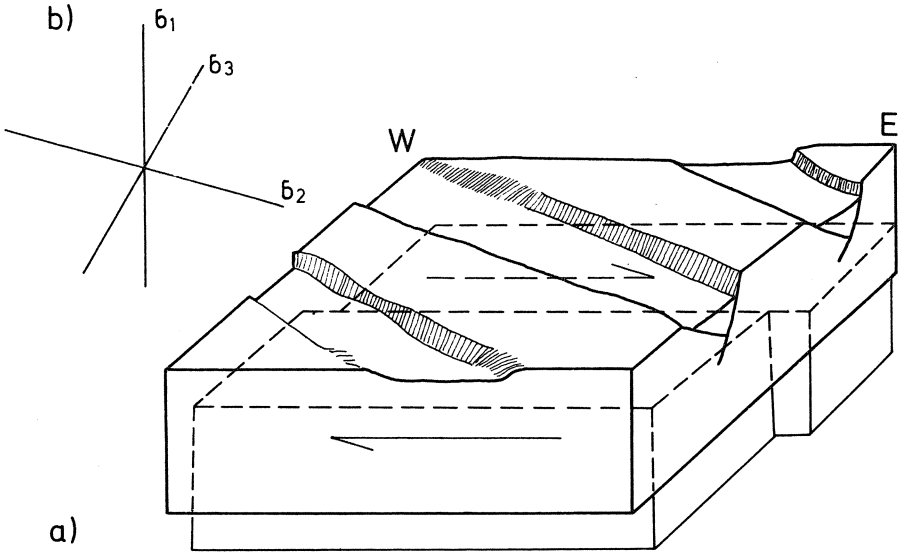


Fig. 21. Schemat genezy kulisowych uskoków normalnych (wzorowane według Jaroszewskiego, 1974).
a – model, *b* – rozkład pola naprężeń

Fig. 21. Scheme illustrating the origin en échelon normal-slip faults (according to Jaroszewski, 1974).
a – model, *b* – stress field pattern

powstania uskoków systemu NW–SE i NE–SW były ruchy pionowe zachodzące głównie w grawitacyjno-normalnym układzie pola naprężeń (σ_1 pionowe, σ_2 poziome o kierunku NW–SE).

Tektonika dysjunktywna o cechach normalno-zrzutowych wiąże się również z formowaniem zapadliska przedkarpackiego i segmentacją przedpola orogenu karpackiego na zręby i rowy według Dżułyńskiego (1953) i K. Bogacza (1967). W trakcie tych ruchów na przedpolu Karpat dominował grawitacyjno-normalny układ pola naprężeń z poziomym o kierunku zbliżonym do N–S naprężeniem σ_3 i pionowym σ_1. Aktywną rolę odegrało odpowiednie zmniejszenie wartości naprężenia σ_3 i pojawienie się warunków tensyjnych (K. Bogacz, 1967, str. 62). Zjawisko to spowodowało pochylenie się pokrywy osadowej ku południowi pod nasuwające się Karpaty. Czynną rolę w omawianym pochyleniu odegrały właśnie dyslokacje normalne (K. Bogacz loc. cit.). W sąsiedztwie dużych uskoków normalnych zapadających ku południowi rozwinęły się rowy przyuskokowe (K. Bogacz loc. cit.). Drobne dyslokacje zespołu WNW–ESE mają częściej północne kierunki zapadania powierzchni ślizgów (fig. 20). Stanowi to potwierdzenie obserwacji H. Cloosa (1936) i de Sittera (1964, str. 126, fig. 78) o znacznej roli uskoków pochodnych.

Podobny system zrębów i rowów występujących na obszarze wychodni jurajskich na północnych peryferiach wyżyny w rejonie Ogrodzieńca opisuje Bednarek (1974). Uskokami głównymi, w stosunku do których nastąpił rozwój rowów przyuskokowych, są według niego dyslokacje o północnych kierunkach zapadania powierzchni ślizgów. Spowodowane to zostało przypuszczalnie, podobnym jak na południu, ugięciem się pokrywy osadowej w tym rejonie ku północy (Bednarek, 1974; A.K. Tokarski, 1978, fig. 3E).

USKOKI PRZESUWCZE

Znaczna część drobnych uskoków występujących w osadach permo-mezozoicznych obszaru badań ma charakter zrzutowo-przesuwczy lub nawet przesuwczy (fig. 11, 13, 18). Wśród tych dyslokacji wyodrębnia się zespół o biegach WNW – ESE. Pozostałe pomiary grupują się wokół kierunku NE – SW, przy znacznym rozrzucie azymutów od NNE – SSW do NNE – SWW. Dyslokacje przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze cechuje strome ustawienie powierzchni ślizgów (fig. 13, 14, 18). W obrębie zespołu WNW – ESE przeważają północne kierunki zapadania, natomiast wśród uskoków o biegach zbliżonych do NE – SW kierunki te są zmienne.

Analiza ciosu, ścięć, struktur ślizgowych, żeber tektonicznych i drobnych uskoków wskazuje, że w ewolucji strukturalnej permo-mezozoicznego piętra rejonu badań istotną rolę odegrał układ pola naprężeń typu przesuwczego (σ_2-pionowe). W wyniku jego przy współudziale pary sił o kierunku NW – SE powstały prawdopodobnie uskoki o biegach zbliżonych do NE – SE i przesuwczo-zrzutowych cechach kinematycznych (fig. 13, 18). W skali regionalnej występują one w mezozoicznym, północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. Zaburzają one przebieg wychodni warstw triasu, jury i kredy w rejonie Kraków – Olkusz – Zawiercie – Częstochowa (fig. 22). Bieg tych dyslokacji ulega pewnym, dość regularnym zmianom, co prawdopodobnie spowodowane jest łukowatym, zagiętym ku SW przebiegiem całej strefy. W północno-zachodniej jej części uskoki wykazują tendencję ku kierunkom NNE – SSW, podczas gdy w jej partiach południowo-wschodnich są NEE – SWW. Tłumaczy to znaczne azymutalne rozciągnięcie zespołu biegunów tych dyslokacji na diagramach (fig. 13, 14, 18). Podobne kierunki uskoków w południowo-zachodniej części Wyżyny Krakowskiej notuje Dżułyński (1953, str. 355, 398), określając je jako pojurajskie, ale nie zaznaczające się w morfologii. Przesuwczy charakter tych uskoków zauważają Augustyn i Oskędra (1969). Można przypuszczać, że omawiane uskoki tworzą kulisowy szereg o zmieniającej się osi od NW – SE do NNE – SSW i prawoskrętnym zwrocie przemieszczeń dokonanych wzdłuż nieciągłości podłoża. Reprezentują one zespół wysokokątowy R′ (conjugate Riedel) schematu Skemptona (1966), Tchalenki (1967, 1970) i Wilcoxa et al. (1973). Podobnie zmieniający swą oś szereg kulisowych uskoków opisany został z utworów podścielających, budujących młodopaleozoiczne obrzeżenie Zagłębia Górnośląskiego (K. Bogacz, 1980; Krokowski, 1980; Bednarek, 1979; W. Bogacz, Krokowski, 1981). Uskoki te występują w pozycji nisko-

kątowej wskazując jednak również na prawoskrętny zwrot ruchu zachodzącego w podłożu.

Przesuwanie się bloków podłoża w okresie alpejskim świadczy o żywotności i tektonicznym zaangażowaniu strefy kontaktu masywu małopolskiego i górnośląskiego oraz o przenoszeniu naprężeń z głębokiego podłoża w partie przypowierzch-

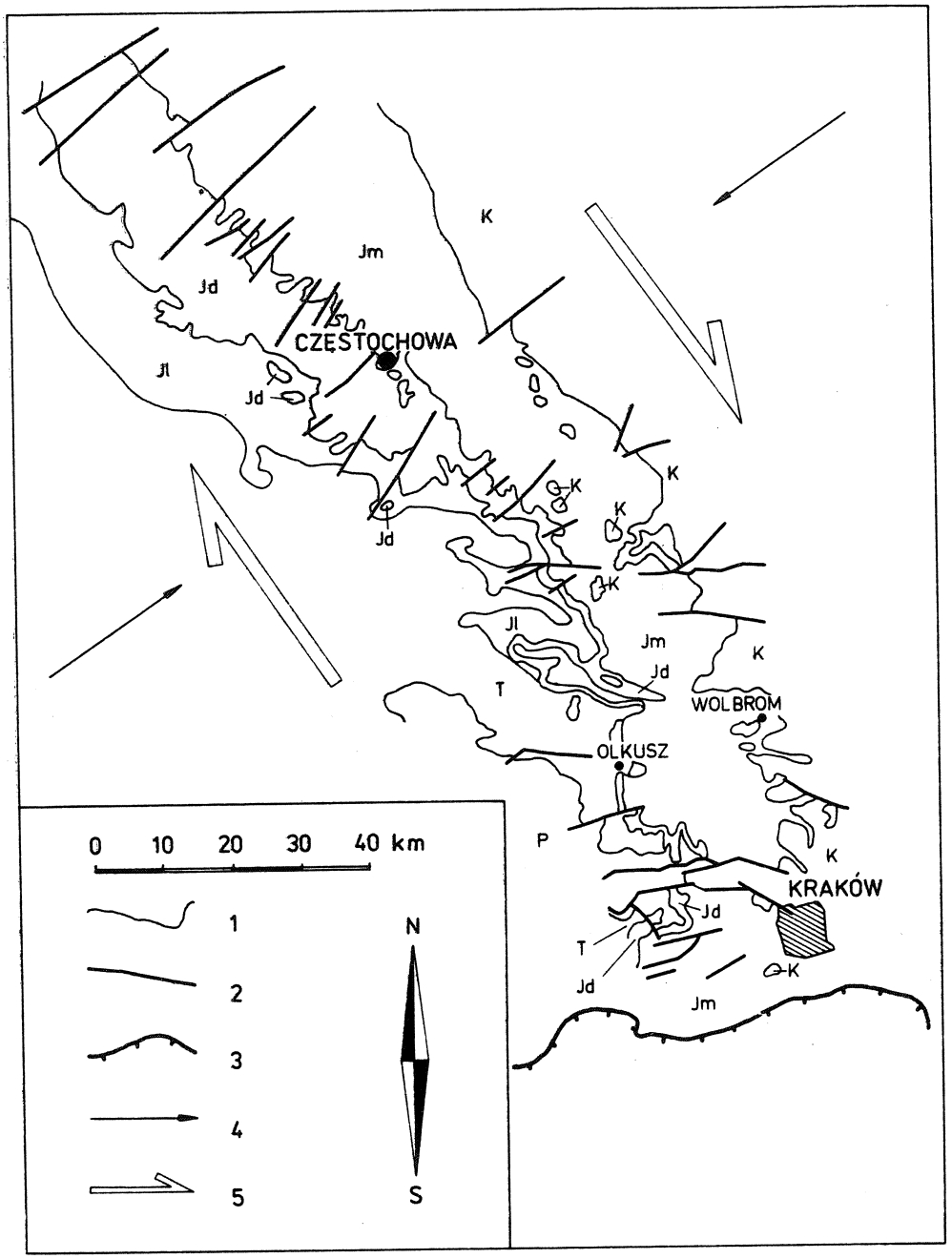


Fig. 22. Interpretacja sieci uskoków wieku alpejskiego obszaru między Krakowem a Częstochową (geologia według Pożaryskiego, 1966). *1* – granice geologiczne, *2* – uskoki, *3* – brzeg nasunięcia karpackiego, *4* – kierunek głównej kompresji laramijskiej, *5* – kierunek i zwrot względnego ruchu w podłożu, *P* – paleozoik, *T* – trias, J_1 – lias, *Jd* – dogger, *Jm* – malm, *K* – kreda

Fig. 22. An interpretation of the Alpine fracture network in the Kraków – Częstochowa Region (geologic setting after Pożaryski, 1966). *1* – geological boundaries, *2* – faults, *3* – Carpathian overthrust, *4* – axis of main Laramide compression, *5* – direction of relative movement in the substratum, *P* – Paleozoic, *T* – Triassic, J_1 – Liassic, *Jd* – Doggerian, *Jm* – Malmian, *K* – Cretaceous

niowe. Wykształcenie uskoków typu wysokokątowego świadczy, że w okresie alpejskim ruch ten nie był skoncentrowany w wąskiej strefie oraz dotyczył relatywnie głębszych partii niż w przypadku deformacji cyklu hercyńskiego (E. Cloos, 1955; Tanner, 1962; Tchalenko, 1967, 1970; Jaroszewski, 1974).

Z analizy transportu tektonicznego (ślizgi, slikolity, tektoglify, żebra tektoniczne), mapy obszaru (fig. 1, por. Doktorowicz-Hrebnicki, 1966; K. Bogacz, 1967, fig. 2) oraz mapy powierzchni spągu miocenu (Jura, Krokowski, 1978) wynika, że drobne dyslokacje przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze o biegach WNW – ESE (fig. 18) mogą korespondować z opisami przez K. Bogacza (1976) uskokami „schodowymi o układzie kulisowym", stanowiącymi północne obrzeżenie rowu krzeszowicko-krakowskiego. W stosunku do osi szeregu kulisowego E – W zajmują one położenie niskokątowe R (Riedel) i określają zwrot przemieszczenia wzdłuż tej kulisowej strefy jako prawoskrętny (fig. 1). Dyslokacje te mają być, według K. Bogacza (1976), sprzężone z uskokami NNE – SSW. Te ostatnie na diagramie uskoków (fig. 18) odzwierciedlają się jednak słabo, przy czym mają najprawdopodobniej bardziej zrzutowy niż przesuwczy charakter (fig. 14). Uskoki o biegach WNW – ESE tworzą „konsekwentny", natomiast dyslokacje o biegach NNE – SSW „obsekwentny" zespół powierzchni ścięć według Jaroszewskiego (1972, str. 72). Stanowią one zarazem odpowiednio zespoły: homotetyczny i antytetyczny. Dyslokacje NNE – SSW swoją „obsekwentną" pozycją nie pozwalają traktować ich jako ścięć R′ (Skempton, 1966; Tachalenko, 1967, 1970; Wilcox et al., 1973). Ma to miejsce tym bardziej, ponieważ znaczniejsze rozmiary rotacji, warunkującej przejście tych ścięć z pozycji „konsekwentnej" do „obsekwentnej", nie mogą mieć miejsca. Wskazuje na to ogólna sytuacja geologiczna oraz niezbyt silne wyrażenie składowych przesuwczych na uskokach R. Uskoki NNE – SSW mogą być wcześniejszymi pęknięciami z okresu dominacji przesuwczego układu pola naprężeń lub z etapu tworzenia się uskoków strefy dyslokacyjnej Kraków – Olkusz – Zawiercie – Częstochowa. Mogły one zostać zaangażowane wtórnie w procesie uskokowania strefy kulisowej Kraków – Krzeszowice – Trzebinia. Być może proces zapoczątkowany jako przesuwczy uległ następnie znacznie od niego silniejszemu uskokowaniu normalno-zrzutowemu. Część dyslokacji o biegach NNE – SSW można traktować jako fleksuralne ugięcia powstałe w wyniku kompensacji ruchu przesuwczego podłoża, połączonego z ogólnie panującą tendencją do rozciągania wzdłuż kierunku N – S. Odpowiadają one deformacjom ciągłym zorientowanym „obsekwentnie" w stosunku do kierunku ruchu przesuwczego w doświadczeniach Tchalenki (1967, 1970) i Wilcoxa et. al. (1973). Można porównać je także z poprzecznymi deformacjami typu ciągłego w modelu Trevisana (fide de Sitter, 1959) i Mattauera (1973). Być może w dalszej ewolucji procesu deformacji fleksuralne przegięcia zastępowane były częściowo równoległymi do nich uskokami. Połogie ścięcia sprzężone o biegach NNE – SSW (fig. 11) mogą potwierdzać lokalne pojawienie się nasuwczego układu pola naprężeń wynikającego z kompensacji składowej przesuwczej na uskokach zespołu WNW – ESE.

W modelu zaproponowanym przez Gzovskiego (1975, str. 148, fig. 31 por. Jaroszewski, 1974, fig. 199) oba wymienione zespoły dyslokacji, będące w takich

pozycjach jak omawiane, mogą mieć rzeczywisty przesuwczy lub przesuwczo-zrzutowy charakter. Aktywną rolę w ich genezie odegrała para sił w płaszczyźnie poziomej o kierunku E – W oraz tensja o kierunku południkowym i poziomym położeniu (fig. 21). Zastosowanie takiego modelu deformacji do obszaru całej południowej części przedpola Karpat w regionie krakowskim wiązałoby się z istnieniem kulisowo zorientowanych zrębów i rowów tektonicznych, których trudno się jest jednak dopatrzyć (Dżułyński, 1953; Gradziński, 1972). Struktury te mają natomiast nieusystematyzowany przebieg (por. Jaroszewski, 1974, fig. V). Opisany zatem model odnieść można prawdopodobnie tylko do strefy uskokowej północnej krawędzi rowu krzeszowicko-krakowskiego, chociaż struktury ślizgowe o składowej przesuwczej występują również w osadach jurajskich zapadliska przedkarpackiego (Krokowski, 1977, 1982 w druku; W. Bogacz 1978; Felisiak, 1979 w druku).

Konsekwentna orientacja WNW – ESE składowej przesuwczej transportu tektonicznego oraz istnienie drobnych uskoków przesuwczych i zrzutowo-przesuwczych w osadach omawianego rejonu nie pozwalają na adaptację modelu Gzovskiego et al. (1964), polegającego na tworzeniu się kulisowych uskoków normalnych bez udziału ruchu przesuwczego w podłożu.

Uskoki ograniczające od północy rów krzeszowicko-krakowski leżą w dyslokacyjnej strefie Kraków – Będzin (K. Bogacz, 1967). Na wschód od okolic Dulowej koło Trzebini oś szeregu kulisowego uskoków tej strefy przebiega równoleżnikowo (fig. 1). Od Dulowej i Trzebini na zachód strefa ta zmienia natomiast swój przebieg z równoleżnikowego na NW – SE. W tej części strefy Kraków – Będzin znaczną rolę odgrywają uskoki o biegach 165 – 175° (Doktorowicz-Hrebnicki, 1966; K. Bogacz, 1967; fig. 2). W stosunku do wschodniej części strefy dyslokacyjnej o osi szeregu E – W zajmują one położenie ścięć wysokokątowych. W odniesieniu natomiast do jej części zachodniej mają one orientację niskokątową. Zapewne właśnie dzięki aktywności tego zespołu uskoków mogła nastąpić w tym rejonie opisana zmiana przebiegu szeregu kulisowego strefy dyslokacyjnej z W – E na NW – SE.

USKOKI INWERSYJNE

Tektonika wieku alpejskiego na obszarze południowo-wschodniej części Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej i zapadliska przedkarpackiego regionu krakowskiego zaznaczyła się znacznymi ruchami pionowymi, a także przesuwczymi. Charakteryzują się one intensywnie rozwiniętą tektoniką uskokową o zrzutowo-normalnej i częściowo zrzutowo-przesuwczej kinematyce oraz towarzyszącymi ugięciami fleksuralnymi. Jak wynika z przesłanek teoretycznych i eksperymentalnych (Hills, 1963, str 195; Jaroszewski, 1974, str. 180) intensywnym ruchom pionowym tego typu mogą towarzyszyć uskoki inwersyjne. Uskoki te jako pochodne względem uskoków normalnych powinny być reprezentowane w odpowiednio mniejszej skali (przez analogię do znanego twierdzenia Weissa, 1959 o zmniejszaniu się fałdów wyższych generacji). Obecność uskoków inwersyjnych wcale zatem nie musi być efektem, a w żadnym przypadku dowodem regionalnej kompresji. Dyslokacje te w osadach permo-mezozoicznych badanego obszaru niewątpliwie nie odgrywają znaczniejszej

tektonicznej roli i nie spotyka się ich zbyt często (fig. 18). Czasem obserwować je można w osadach jurajskich zwykle jako drobne, rzędu kilku lub kilkunastu centymetrów przemieszczenia mas skalnych o stromych powierzchniach ślizgów (fig. 20). Uskoków inwersyjnych o znaczniejszych zrzutach nie zaobserwowano, aczkolwiek są znane. Spotkać można powierzchnie ścięć, na których występują struktury ślizgowe i slikolitowe wskazujące na inwersyjny ich charakter (np. fig. 7, XVIII). Można również spotkać powierzchnie z żebrami tektonicznymi o podobnej kinematyce (fig. 16). Powierzchnie o kinematyce inwersyjnej mają bieg zbliżony do równoleżnikowego przy zapadaniu powierzchni w kierunku północnym. Występowanie uskoków inwersyjnych i powierzchni o podobnych cechach związane jest ze strefą północnej krawędzi rowu krzeszowicko-krakowskiego.

WPŁYW PĘKNIĘĆ PODŁOŻA NA DEFORMACJE NADKŁADU

W osadach mioceńskich okolic Krakowa występują podobne zespoły ciosu jak w utworach permo-mezozoicznych (fig. 1, 5, 6, 7, 8). Podobnie cios osadów permo-mezozoicznych (fig. 8) ma geometrię zbliżoną do średnich kierunków spękań utworów dewonu i karbonu piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego (Krokowski, 1980). Podobne zjawisko występuje w osadach piętra waryscyjskiego i permo-mezozoicznego obszaru Górnego Śląska (Kozioł, 1953; W. Bogacz, 1978; Herbich, 1978) oraz Gór Świętokrzyskich (Jaroszewski, 1972). Świadczy to o propagacji kierunków starszych założeń z podłoża ku górze, którą przewidywał Blanchet (1958), a o której pisał już w 1911 r. Hobbs (fide Parker Gay, Jr., 1973). Wydaje się, że propagacja ta ma tektoniczne pochodzenie.

Na obszarze Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej siły tektoniczne doprowadziły do wykształcenia deformacji, które w znacznym stopniu zależą od planu strukturalnego podłoża. Propagacja założeń planu strukturalnego ku górze miała wieloraki charakter. Odbywała się ona stosunkowo prosto poprzez powielanie kierunków podłoża. Świadczy o tym istnienie podobnych kierunków ciosu i innych struktur w osadach piętra waryscyjskiego, permo-mezozoicznego, a nawet mioceńskich. Propagację kierunków podłoża ku górze znacznie ułatwia mała miąższość osadów permo-mezozoiczno-kenozoicznych w tym rejonie. Taką prostą propagację pęknięć spowodowaną siłami planetarnymi w skali całego globu pragną widzieć niektórzy badacze (np. Śulc, 1964).

Wpływ planu strukturalnego podłoża może również polegać na wykształceniu asocjacji struktur pochodnych w nakładzie pęknięć głębokiego podłoża. Sytuacja taka ma miejsce w waryscyjsko-mezozoiczno-kenozoicznej nadbudowie strefy o przebiegu NW – SE, rozdzielającej masyw małopolski i górnośląski (K. Bogacz, 1980; Krokowski, 1980), jak również w strefie północnej krawędzi rowu krzeszowicko-krakowskiego. Powstałe struktury w tych osadach nie powielają swą geometrią w sposób bezpośredni deformacji podłoża, jednak są następstwem jej aktywności. W otworach poszczególnych pięter tej nadbudowy powstały nawet inne struktury jednak o wspólnej przyczynie. Wiele schematów geotektonicznych uwzględnia właśnie zasadę pochodności struktur wyższych rzędów od deformacji podłoża (np.

Moody, Hill, 1956; Badgley, 1965). Mimo krytyki (Garfunkel, 1966) z jaką spotkała się myśl o podporządkowaniu wszystkich deformacji globu ziemskiego jednej przyczynie (dotyczy to w szczególności powstawania systemów orogenicznych) to w skalach mniejszych oraz w przypadku stromych pęknięć typu (sieć regmatyczna) lineamentów permanentnych, tworzących ortogonalne pary zespołów (pairset), zjawisko to może mieć duże znaczenie. O ile czynnik nadrzędny, którym może być np. ściskanie wynikające z ruchu obrotowego Ziemi (Moody, Hill 1956; Badgley, 1965), olbrzymie pływy skorupy ziemskiej (Parker, Gay, Jr. 1973), odgrywa rolę motoryczną, to procesy tektoniczne są czynnikiem przetwarzającym i modyfikującym.

EWOLUCJA STRUKTURALNA OBSZARU

Budowa geologiczna osadów permo-mezozoicznych w rejonie południowo-wschodniej części Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej charakteryzuje się wyraźną niehomogenicznością. Wyraża się ona różnymi planami strukturalnymi. Podporządkowanie genezy struktur danemu planowi nie należy rozumieć w sensie dominacji jakiegoś jednego kierunku. Na plan składa się całokształt zjawisk tektonicznych związanych z danym cyklem rozwojowym.

W północno-zachodniej części obszaru (na NW od paleozoiku dębnickiego) dominują struktury podporządkowane geometrią planowi środkowopolskiemu. Rolę kierunku podłużnego odgrywa kierunek NW – SE (fig. 1C). Na południu obszaru badań (na S od paleozoiku dębnickiego), gdzie deformacje tego cyklu nie odgrywają roli pierwszoplanowej, kierunek ten, tzn podłużny ma przebieg NNW – SSE (fig. 1D). Występuje zatem prawoskrętna rotacja całego planu strukturalnego o około dwadzieścia kilka stopni. Znaczą ją rozkłady geometryczne ciosu (fig. 1, 5, 6, 7), położenia warstw (fig. 1, 2), regionalny bieg warstw oraz zmieniające się kierunki uskoków w strefie Kraków – Olkusz – Zawiercie – Częstochowa (fig. 1, 22). To zaginanie się ku SW omawianej strefy, stanowiącej północno-wschodnie, mezozoiczne obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, pokrywa się z podobnym wygięciem kierunków strukturalnych piętra waryscyjskiego jego obrzeżenia paleozoicznego (K. Bogacz, 1980; Krokowski, 1980; W. Bogacz, Krokowski, 1981).

W części południowej i południowo-wschodniej obszaru (na S i SE od paleozoiku dębnickiego) główną rolę odgrywa plan związany z formowaniem się zapadliska i orogenu karpackiego. Tektonika tego planu nałożyła się na plan środkowopolski, przy czym nałożenie to dotyczy przede wszystkim geometrii struktur. Nie można wykluczyć, że plany te istniały równolegle i zazębiały się ze sobą. O ile struktury planu środkowopolskiego wyraziły się najmocniej w fazie laramijskiej (np. Marek, Znosko, 1972; Oberc, Pożaryski, 1977), to deformacje korespondujące z planem karpackim wiążą się w sposób zasadniczy z ruchliwością młodszą od laramijskiej, zwykle występującą w miocenie (Dżułyński, 1953; K. Bogacz, 1967). Faza laramijska i starsze na południu obszaru zaznaczyły się słabo. W planie cyklu młodoalpejskiego spośród odnawianych kierunków starszych wyeksponowany został kierunek

WNW–ESE grający rolę kierunku podłużnego. Wyrażony on jest uskokami o tym przebiegu i przegięciami warstw, co najwyraźniej jest widoczne w strefie uskoków kulisowych ograniczających od północy rów krzeszowicko-krakowski.

Zapadlisko przedkarpackie będące formą tektoniczną stanowi jednostkę homogeniczną co do genezy, natomiast hetorogeniczną co do geometrii jego planu strukturalnego. Sprawia to zasadniczą trudność w jednoznacznym wyznaczaniu granic zapadliska (Dżułyński, 1953; K. Bogacz, 1967; Bukowy, 1974; Oberc, Pożaryski, 1977). Stanowią je strefy zasadniczych wpływów tektoniki tego cyklu w połączeniu z innymi cechami charakterystycznymi rowów przedgórskich: diastroficznym charakterem osadów (molasa) oraz basenem sedymentacyjnym w formie zapadliska. W takim tektonicznym zrozumieniu zapadliska północną jego granicę w regionie krakowskim stanowi modyfikacja stref tektonicznych i zasięgu sedymentacyjnego morskich osadów miocenu (fig. 1B, por. Bukowy, 1974). Zasięg sedymentacji miocenu w tym regionie zaś uwarunkowany był w pierwszym przybliżeniu walnymi strefami tektonicznymi: Kraków–Krzeszowice–Trzebinia na zachodzie i Zawichost–Kurdwanów na wschodzie (K. Bogacz, 1967).

Deformacje cyklu karpackiego związane są z formowaniem się geosynkliny i płaszczowinowym nasuwaniem się Karpat na swoje przedpole. Istotę i sens tego procesu połączonego z uginaniem się przedpola pod Karpaty starano się wyjaśnić wielokrotnie na gruncie różnych koncepcji geotektonicznych (np. Teisseyre, 1907, 1920; Książkiewicz, 1932; Dżułyński, 1953; K. Bogacz, 1967; Ney, 1975, 1976; Birkenmajer, 1976; A. Tokarski, 1978). Dominującą rolę w tektonice tego cyklu na przedpolu Karpat odgrywają dyslokacje normalno-zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze.

W badanym rejonie zaznaczyło się z jednej strony ugięcie pokrywy osadowej ku południowi pod Karpaty. Z drugiej zaś strony sięgają tu wpływy tektoniki związanej ze strukturami synklinorium i aulakogenu środkowopolskiego. Stąd prawdopodobnie wynika znaczna heterogeniczność budowy przedpola Karpat w tym rejonie.

PLAN ŚRODKOWOPOLSKI – CYKL WCZESNOALPEJSKI

W obrębie tego cyklu na obszarze badań ewolucja strukturalna zaznaczyła się następującymi etapami tektonicznymi:

- grawitacyjno-normalny układ pola naprężeń (σ_1 – pionowe),
- przesuwczy układ pola naprężeń (σ_1 – poziome o kierunku NE–SE, σ_2 – pionowe).
- grawitacyjno-normalny układ pola naprężeń (σ_1 – pionowe, σ_2 – poziome o kierunku NW–SE lub NNW–SSE).

Prosta kompresja laramijska (σ_1 – poziome o kierunku NE–SW i σ_3 – pionowe) obecna w tym cyklu, zwłaszcza w regionie świętokrzyskim (Jaroszewski, 1972), na badanym obszarze nie zaznaczyła się wytworzeniem struktur typowych dla tego układu pola naprężeń lub też zaznaczyła się bardzo słabo.

W pewnym okresie cyklu wczesnoalpejskiego, prawdopodobnie na przesuwczy lub normalno-grawitacyjny układ pola naprężeń nałożyło się działanie pary sił

w płaszczyźnie poziomej o kierunku NW – SE (NNW – SSE) i prawoskrętnym zwrocie.

Proces ewolucji omówionych etapów był przypuszczalnie ciągły.

W czasie ruchów mezozoicznych nastąpiły niewielkie zniekształcenia oraz ogólne pochylenie obszaru ku NE, zaznaczające się na diagramach (fig. 1, 2) położeniem warstw o niewielkim kącie upadu. Najprawdopodobniej początek tych odkształceń można wiązać z fazami kimeryjskimi. Spaczenia te są odzwierciedleniem ruchliwości pionowej obszaru, a nie sił kompresyjnych.

Z okresu cyklu wczesnoalpejskiego pochodzi cios obu systemów ($J_1 - J_3$, $J_2 - J_4$) i znaczna część żeber tektonicznych. Cios systemu $J_1 - J_3$ powstał w przesuwczym układzie pola naprężeń. Spękania systemu NW – SE i NE – SW ($J_2 - J_4$) mają genezę ekstensyjną. Założone one zostały bądź to w tym samym czasie co system $J_1 - J_3$, bądź też nawet wcześniej. Według Muehlbergera (1961) spękania zespołu NE – SW (J_4) lokalnie wykształcone są w postaci ostrokątnie krzyżujących się ścięć. Cios systemu WNW – ESE i NNE – SSW ($J_1 - J_3$) ma charakter poślizgowy lub poślizgowo-rozdzielczy. Ma on ścięciowe założenie, jednak rozwijany był rozdzielczo. Duże znaczenie miało tutaj przejście z przesuwczego w normalno-grawitacyjny układ pola naprężeń oraz wpływ pęknięć planu waryscyjskiego utworów podłoża.

Grawitacyjno-normalny układ pola naprężeń we wczesnoalpejskim cyklu tektogenetycznym odegrał istotną rolę. Wskazuje na to silny rozwój uskoków normalnych oraz ścięć pierwotnych i pochodnych o podobnej kinematyce. Być może w okresie tym zaczęły się tworzyć stylolity o pionowych pręcikach. Były co najmniej dwa okresy w dobie ruchów tego cyklu, w których układ ten miał znaczenie o zasięgu regionalnym. Miał on miejsce w początkowych oraz końcowych fazach tego cyklu. O nałożeniu się tektoniki normalno-zrzutowej na przesuwczą świadczy nakładanie się rys ślizgowych zrzutowych na strome powierzchnie oraz lustra z rysami o położeniu typowym dla uskoków przesuwczych. Świadczy o tym też geometria i wykształcenie mezostruktur ciosu, zwłaszcza systemu $J_1 - J_3$, żeber tektonicznych, ścięć drobnych uskoków, stylolitów. Natomiast za tym, że tektonikę przesuwczą poprzedził etap normalno-zrzutowy przemawia występowanie drobnych, normalno-zrzutowych uskoków synsedymentacyjnych, które obserwować można w osadach triasowych (por. Herbich, 1978; Leśniak, 1980).

Przesuwczy i/lub normalno-grawitacyjny układ pola naprężeń był w pewnym okresie modyfikowany parą sił w płaszczyźnie poziomej o kierunku NW – SE (NNW – SSE) i prawoskrętnym zwrocie. Wskazuje na to analiza ścięć, struktur ślizgowych, żeber tektonicznych oraz drobnych uskoków przesuwczych i zrzutowo-przesuwczych. Uskoki kulisowe o biegach zbliżonych do NE – SW (NNE – SSW na północnym zachodzie i NEE – SWW na południowym wschodzie) w strefie Kraków – Olkusz – Zawiercie – Częstochowa można przypuszczalnie uznać za efekt tego założonego układu. Strefa ta zakreśla łuk zagięty ku SW.

Tektonika cyklu wczesnoalpejskiego na obszarze badań spowodowana była ruchami zachodzącymi w depresji perykratonicznej platformy wschodnioeuropejskiej oraz aulakogenie środkowopolskim. Co prawda obszar badań leży poza

strefą aulakogenu, a nawet poza strefą depresji (Oberc, Pożaryski, 1977; Pożaryski, Brochwicz-Lewiński, 1979) jednak istnieje wyraźny związek i podporządkowanie tektoniki jego planowi.

Decydujący wpływ na tak duże znaczenie kierunku NW – SE w tektonice permo-mezozoicznego piętra strukturalnego pozakarpackiej Polski odegrała aktywność brzeżnej strefy platformy prekambryjskiej Wschodniej Europy oraz stare, głębokie pęknięcia skorupy ziemskiej – strefa Teisseyre'a-Tornquista (np. Znosko, 1962, 1965, 1969, 1970; Marek, Znosko, 1972; Jaroszewski, 1972; Pożaryski, 1974; Oberc, Pożaryski, 1977), strefa Kraków – Myszków (Siedlecki, 1962; K. Bogacz, 1980; Krokowski, 1980) oraz inne o mniejszym znaczeniu regionalnym (Dworak, Paproth, 1969; Pożaryski, 1971; Sawicki, 1972). W aspekcie tym, przesuwanymi prawoskrętnie w stosunku do platformy wschodnioeuropejskiej blokami podłoża były: masyw małopolski i górnośląski. W tak szerokim, regionalnym traktowaniu tendencji do wzajemnego przesuwania się bloków w podłożu znaczną rolę odegrały też prawdopodobnie Sudety (Sawicki, 1972; str. 473; W. Bogacz, 1981). Prawoprzesuwczy charakter omawianych uskoków podłoża o kierunku NW – SE jest zgodny ze schematami sieci regmatycznej globu ziemskiego (Moody, Hill, 1956; Sonde, 1956; Badgley, 1965; Voronov, 1968), a w szczególności zaś jego dominację dla kontynentu euroazjatyckiego sugeruje von Bemmelen (1972).

W podłożu strefy uskoków Kraków – Olkusz – Zawiercie – Częstochowa przebiega granica masywów małopolskiego i górnośląskiego (Oberc, Pożaryski, 1977). Główny m czynnikiem tektogenetycznym odkształceń cyklu wczesnoalpejskiego w rejonie badań był prawdopodobnie wzajemny ruch tych masywów (Krokowski, 1977) nałożony na zjawiska związane z tworzeniem się struktur depresji perykratonicznej.

PLAN KARPACKI – CYKL MŁODOALPEJSKI

W młodoalpejskim cyklu tektonicznym przedpola Karpat, który przejawił się najpełniej w południowej części badanego obszaru, główną rolę odegrał grawitacyjno-normalny układ pola naprężeń (σ_1 – pionowe, σ_3 – poziome o kierunku zbliżonym do N – S i ujemnej wartości). Aktywną rolę odegrały warunki rozciągające (tensja) oraz znaczna pionowa ruchliwość obszaru. Odzwierciedleniem działania tego pola jest gęsta sieć uskoków normalnych oraz ścięć, z których znaczna część ma genezę typu struktur przydyslokacyjnych. Z tego też okresu pochodzą struktury pochodne od uskoków WNW – ESE i NNE – SSW o zrzutowym transporcie tektonicznym oraz zasadnicza część stylolitów o stromej orientacji pręcików. Efektem tak intensywnie zaznaczającego się normalnego uskokowania jest segmentacja przedpola Karpat na zręby i rowy (Dżułyński, 1953; K. Bogacz, 1967). Większym uskokom normalnym często towarzyszą fleksuralne ugięcia warstw o osiach zbliżonych do kierunku WNW – ESE. Uskoki tego cyklu mają składową przesuwczą spowodowaną parą sił w płaszczyźnie poziomej o kierunku E – W i prawoskrętnym zwrocie. Śladem działania ruchu przesuwczego w podłożu jest rozwój struktur ślizgowych, slikolitów, ścięć i drobnych uskoków, wskazujących na zrzutowo-

-przesuwczy WNW—ESE transport tektoniczny, oraz stromych ścięć o biegach zbliżonych do południkowego, mających charakter struktur przydyslokacyjnych. Na istnienie pary sił związanej z ruchem przesuwczym w podłożu wskazuje również ukształtowanie się morfologii podmioceńskiej powierzchni erozyjnej (Jura, Krokowski, 1978). Efektem działania tego ruchu w skali regionalnej jest kulisowe ułożenie uskoków północnej krawędzi rowu krzeszowicko-krakowskiego (fig. 1).

Problem braku szerszego oddźwięku kompresji, którą spowodowały nasuwające się masy fliszowe Karpat wyjaśnił już Dżułyński (1953), przypisując w tej sprawie rolę amortyzatora masom plastycznych osadów mioceńskich. Wydaje się, że w rozważaniach tektonicznych często zbyt dużą rolę przypisuje się w tej kwestii osadom fliszowym Karpat których powierzchnia nasunięcia leży stosunkowo poziomo. Przy płaskiej, połogiej powierzchni nasunięcia nie mogły one stworzyć w osadach przedpola Karpat reżimu kompresyjnego o znaczeniu regionalnym. O ile w bliskim sąsiedztwie nasunięcia występują liczne dowody takiego reżimu (Książkiewicz, 1972), to w osadach jurajskich wyniesionej części przedpola, a tym bardziej w położonych dalej od brzegu Karpat osadach triasowych i permskich, brak występowania na większą skalę dowodów istnienia takiej kompresji. Być może część połogich spękań o biegach WNW—ESE (fig. 11, 13) można uznać za efekt tego pola. Brak wyraźnie zaznaczonych spękań sprzężonych skłania jednak do wniosku, że oddziaływanie tego układu pola o ile istniało, to miało bardzo słaby oddźwięk.

Przypuszczalnie lokalnie istniały przejawy bardzo słabej kompresji związane ze strukturami (uskoki, ugięcia) poprzecznymi w stosunku do uskoków zrzutowo-przesuwczych WNW—ESE jako kompensujące ich składową przesuwczą.

Znaczna kierunkowa zmienność uskoków, zwłaszcza w południowej części Wyżyny Krakowskiej i Śląskiej, wskazuje na niegłębokie uwarunkowanie ich powstania (por. Jaroszewski, 1974, str. 126; Bednarek, 1974). Nadkład w tym rejonie nie był duży, zatem w układzie pola naprężeń aktywną rolę odegrało zmniejszenie się wartości naprężenia (tensja) spowodowane wyginaniem się, poprzez system uskoków, pokrywy osadowej ku południowi pod Karpaty. Głównymi uskokami, na które następuje obniżenie się pokrywy, są dyslokacje zespołu WNW—ESE zapadające ku południowi.

Proces uskokowania tego cyklu wykorzystał uskoki wcześniej istniejące. Mimo znacznej wielokierunkowości uskoków, wyraźna ich geometryczna segregacja nawiązuje do głównych kierunków strukturalnych tego regionu. Nałożenie się planów karpackiego i środkowopolskiego, przy równoczesnym bardzo silnym wpływie strukturalnym podłoża, spowodowało znaczną heterogeniczność geometrii deformacji osadów permsko-mezozoicznych w regionie krakowsko-śląskim przedpola Karpat.

PODZIĘKOWANIA

Moim miłym obowiązkiem jest złożyć serdeczne podziękowanie Panom Prof. S. Alexandrowiczowi, Dr habil. W. Jaroszewskiemu oraz Doc. S. Węcławiakowi za uwagi dotyczące interpretacji tektonicznych.

WYKAZ LITERATURY – REFERENCES

Alexandrowicz S. (1964), Przejawy tektoniki mioceńskiej w Zagłębiu Górnośląskim. Miocene tectonics in the Upper Silesian Basin. *Acta Geol. Pol.* 14, 2: 175–228. Warszawa.

Alexandrowicz S., Alexandrowicz Z. (1960), Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa. Triassic deposits in the vicinity of Strzemieszyce and Sławków. *Biul. IG*, 152: 95–171. Warszawa.

Anderson E. (1951), The Dynamics of Faulting. 199 p. Edinburgh, London.

Augustyn J., Oskędra W. (1969), Odwzorowanie wgłębnych dyslokacji przez bloki struktury Ratowej–Przegini. (*Rozpr. magist. Arch. AGH*). Kraków.

Badgley P. (1965), Structural and tectonic principles. 521 p. New York.

Bednarek J. (1974), Budowa geologiczna strefy wychodni górnojurajskich między Zawierciem, Łazami i Pilicą. (*Rozpr. dokt. Arch. UW*). Warszawa.

Bednarek J. (1979), Wrench faults on the North-Eastern Margin of the Upper-Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre* 26, 3–4: 155–161. Varsovie.

Bilan W. (1976), Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. The Stratigraphy of the Upper Triassic Deposits of the Eastern Margin of the Upper Silesian Coal Basin. *Zesz. nauk. AGH, Geologia*, 2, 3: 70–67. Kraków.

Bilan W., Krokowski J. (1973), A structural analysis of joints and gypsum veins of Sławków clays. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.* 21, 3–4: 215–223. Varsovie.

Birkenmajer K. (1976), The Carpathian Orogen and Plate Tectonics. In: Sympozjum on Geodynamics. Jabłonna, 5–7.V.1975. *Publ. Inst. Geoph. PAN:* p. 43–51. Warszawa.

Blanchet P. (1957). Development of fracture analysis as exploration method. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 41, 8: 1748–1759. Tulsa.

Bobrowski W. (1950), Próba określenia wieku wtórnej mineralizacji skał triasowych w południowej Polsce. *Biul. PIG*, 2: 1–27. Warszawa.

Bogacz K. New data on the geological structure of the Krzeszowice Graben. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim.* 7, 3: 183–190. Varsovie.

Bogacz K. Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. *Prace geol. PAN*, 41: 89 p. Warszawa.

Bogacz K. (1976), Budowa północnej krawędzi rowu krzeszowickiego na wschód od Krzeszowic. *Spraw. z Pos. Kom. PAN Krak.* 19, 2: 413–415. Kraków.

Bogacz K. (1980), Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. Tectonics of the Palaeozoic rocks of the Dębnik Region. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 50, 2: 183–208. Kraków.

Bogacz W. (1978), Tektonika utworów karbonu produktywnego okolic Jastrzębia w Rybnickim Okręgu Węglowym. (*Rozpr. dokt. Arch. AGH).* Kraków.

Bogacz W., Krokowski J. (1981), Rotation of the basement of the Upper Silesian Coal Basin. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 51, 3–4: 361–381. Kraków.

Boretti-Onyszkiewicz W. (1968), Cios we fliszu zachodniego Podhala. *Acta Geol. Pol.* 18, 1: 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. IG*, 184: 21–40. Warszawa.

Bukowy S. (1974), Przedpole obszaru wyniesionego platformy wschodnio-europejskiej – część południowo-zachodnia, w: „Budowa geologiczna Polski", IV, Tektonika, cz. 1, p. 213–233. Warszawa.

Cegła J., Dżułyński S. (1967), Doświadczenia nad przełamem pierzastym w osadach. Experiments on feather fracture in sediments. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 37, 4: 489–499. Kraków.

Charlesworth H., Langenberg C., Ramsden J. (1976), Determining axes, axial planes, and sections of macroscopic folds using computer-based methods. *Can. J. Earth Sci.* 13: 54–65.

Cloos H. (1936), Einführung in die Geologie. Berlin.

Cloos E. (1955), Experimental analysis of fracture patterns. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 66, 3: 241–256. Baltimore.

Cruden D., Charlesworth H. (1972). Observations on the Numerical Determination of Axes of Cylindrical and Conical Folds. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 83, 7: 2019–2024.

Doktorowicz-Hrebnicki S. (1966), Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, 1: 100000 i 1:50000. Warszawa.

Dworak J., Paproth E. (1969), Über die Position and die Tektogenes des Rhenoherzynikums und des Sudetikums in den Mitteleuropäischen Varisciden. *N. JB. Geol. Paleontol.* H. 2, Mh. Stuttgart.

Dżułyński S. (1953), Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland. *Acta Geol. Pol.* 3, 3: 325–440. Warszawa.

Dżułyński S., Kotlarczyk J. (1965), Tectoglyphs on slickensided surfaces. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Géol. Géogr.* 13, 2: 149–154. Varsovie.

Felisiak I. (1978), Budowa geologiczna zrębu Lasu Wolskiego w Krakowie w świetle wyników prac kartograficznych i badań drobnostrukturalnych. (*Rozpr. magist. Arch. AGH*). Kraków.

Fisher R. (1953), Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc., Ser. A,* 217; 1130, p 195–305.

Gałkiewicz T. (1973), Uwagi w sprawie terminologii i klasyfikacji uskoków. Remarks Concerning Terminology and Classification of Faults. *Prz. Geol.* 3: 160–161. Warszawa.

Garfunkel Z. (1966), Problems of wrench faults. *Tectonophysics* 3, 5: 457–473. Amsterdam.

Gay N. (1970), The formation of step structures on slickensided shear surfaces. *J. Geol.* 78: 523–532. Chicago.

Gradziński R. (1955), Przyczynki do znajomości miocenu okolic Krakowa. Contributions to the knowledge of the Tertiary from the Cracow area. *Acta Geol. Pol.* 5, 1: 67–80. Warszawa.

Gradziński R. (1962), Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej. Origin and development of subterranean karst in the southern part of Cracow Upland. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 32, 4: 429–490. Kraków.

Gradziński R. (1972), Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. 335 p. Warszawa.

Grzybowski J., Wójcik K. (1909), Monografia węglowego Zagłębia Krakowskiego. 102 p. Kraków.

Hancock P. (1964), The relations between folds and late-formed joints in South Pembrokeshire. *Geol. Mag.* 101, 2: 174–184. Hertford.

Hancock P. (1968), Joints and faults: the morphological aspects of their origins. *Proc. Geol. Assoc.* 79, 2. Colchester.

Harańczyk C., Szostek L., Filipowicz-Lesiak W. (1971), Związek mineralizacji Zn–Pb z odwróconymi uskokami rowu kompresyjnego Klucze–Jaroszowiec. *Biul. IG*, 241. Warszawa.

Herbich E. (1978), Analiza tektoniczna sieci uskokowej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. (*Rozpr. dokt. Arch. UW*). Warszawa.

Hills E. (1963), Elements of structural geology. 483 p. Methuen, Co., London.

Hohenegger L., Fallaux C. (1867), Geognostische Karte des ehem. Gebietes von Krakau, *Denkschr. Akad. Wiss. Bd.* 26. Wien.

Jaroszewski W. (1968), Gzymsy tektoniczne – nowy element drobnej tektoniki. Tectonic ledges – a new element in mesotectonics. *Acta Geol. Pol.* 18, 1: 179–204. Warszawa.

Jaroszewski W. (1969), New site of tectonic stylolites. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.* 17, 1: 17–23. Varsovie.

Jaroszewski W. (1972), Drobnostrukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north-eastern mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains. *Studia Geol. Pol.* 38, 215 p. Warszawa.

Jaroszewski W. (1974), Tektonika uskoków i fałdów. 296 s. Warszawa.

Jerzykiewicz T. (1969), Próba wyjaśnienia genezy spękań ciosowych margli opolskich. *Acta Geol. Pol.* 19, 2: 323–340. Warszawa.

Jura D., Krokowski J. (1977), Główne kierunki morfologiczne powierzchni spągu miocenu

Zagłębia Górnośląskiego między Suszcem a Spytkowicami. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN.* Kraków.

Konior K. (1934), Z problemów paleomorfologicznych okolic Krakowa. Quelques problemes paléomorphologiques dans les environs de Cracovie. *Wiadom. Sl. Geogr.* 3: 286—312. Warszawa.

Koroniewicz P. (1913), Jurskie otłożenija krakovskogo okruga. *Izv. Vars. Pol. Inst.*

Kotas A. (1973), Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego odkryta po karbon, 1:100 000. *Arch. IG.* Sosnowiec.

Kozioł S. (1953), Wykształcenie ciosu w karbonie i w nadkładzie triasowym w północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. IG*, 219: 1—29. Warszawa.

Krokowski J. (1972), Wstępna charakterystyka systemów spękań wapienia muszlowego i malmu między Krakowem a Chrzanowem. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN.* 16, 1: 201—203. Kraków

Krokowski J. (1974), Statystyczne opracowanie spękań ciosowych wapieni środkowego triasu i górnej jury między Krakowem a Chrzanowem. Statistic Elaboration of Joints in Middle Triassic and Upper Jurassic between Kraków and Chrzanów. *Zesz. nauk. AGH, Geologia,* 19: 45—56. Kraków.

Krokowski J. (1975), Wektorowa analiza strukturalna połogich żył gipsowych z glin sławkowskich. The structural vector analysis of horizontal gypsum veins from Sławków Clays. *Zesz. nauk. AGH. Geologia* 1, 3: 5-11 Kraków.

Krokowski J. (1977), Tektonika obszaru między Krakowem a Sławkowem w świetle badań drobnostrukturalnych. (*Rozpr. dokt. Arch. AGH*). Kraków.

Krokowski J. (1980), Tektonika piętra waryscyjskiego regionu dębnickiego w świetle badań drobnostrukturalnych. Variscan tectonics of the Dębnik region (South Poland) in the light of mesoscopic studies. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 50, 2: 209—246. Kraków.

Krokowski J. (1984), On the alleged horizontal displacements within Mesozoic deposits of the Cracow Upland (South Poland). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 54—1/2: 123—131. Kraków.

Książkiewicz M. (1932), Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. Der Bau d. randlichen Wadowice Beskiden und ihr Verhältniss zum Vorlande. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 8, 1: 55—96, Kraków.

Książkiewicz M. (1968), Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. Observations on jointing in the Flysch Carpathians. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 38, 2—3: 335—394. Kraków.

Książkiewicz M. (1972), Karpaty w: „Budowa Geologiczna Polski", cz. 3, Tektonika, 228 s. Warszawa.

Książkiewicz M. (1977), Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat. Hypothesis of Plate Tectonics and the Origin of the Carpathians. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 47, 3: 329—353. Kraków.

Kuźniar W., Żelechowski W. (1927), Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórza na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. *Prz. Górn.-Hutn.* s. 327—334, 355—360, 393—401, 434—444, 465—471. Dąbrowa Górnicza.

Lahee F. (1961), Field geology. 926 p. New York, Toronto, London.

Leśniak T. (1978), Profil litostratygraficzny utworów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej *Zesz. nauk. AGH. Geologia.* 4, 1: 1—26. Kraków.

Łoziński W. (1912), Beiträge zur Oberflächen Geologie des Krakauer Gebietes. *Jb. K.K. Geol. R.-A.*

Małecki J. (1958), Z geologii i geomorfologii Wyżyny Krakowskiej. *Zesz. Nauk. AGH.* 15: 3—21. Kraków.

Marek S., Znosko J. (1972a), Historia rozwoju geologicznego Kujaw. History of Geological Development of the Kujawy Region. *Kwart. Geol.* 16, 2: 233—248. Warszawa.

Marek S., Znosko J. (1972b), Tektonika Kujaw. Tectonics of the Kujawy Region. *Kwart. Geol.* 16, 1: 1—18. Warszawa.

Mattauer M. (1973), Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. 493 p. Paris.

Moody J., Hill M. (1956), Wrench-fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 67, 9: 1207—1246. Baltimore.

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. *Prace Geol. PAN.* 45: 82 s. Warszawa.

Ney R. (1975), Tectogenesis of the Carpathians in the Light of New Tectonics of the Earth's Globe. In: Sympozjum on Geodynamics. Jabłonna, 16—18.IV.1973, p. 95—110. Warszawa.

Ney R. (1976), The Carpathians and Plate Tectonics. *Prz. Geol.* 24, 6: : 309—316. Warszawa.

Nickelsen R., Van Ness Hough D. (1967), Jointing in the Appalachian Plateau of Pensylvania. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 78, 5: 609—630. New York.

Nowak J. (1927), Zarys tektoniki Polski. s. 160. Kraków.

Nowak J., Zerndt J. (1935), Tektonika wschodniego krańca Polskiego Zagłębia Węglowego. *Spraw. PAU.* 40, s. 40. Kraków.

Parker Gay S., Jr. (1975), Pervasive Orthogonal Fracturing in Earth's continental crust. American Stereo Map Co. 124 p. Salt Lake City, Utah.

Pożaryski W. (1966), Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych. Warszawa.

Pożaryski W. (1971), Tektonika elewacji radomskowskiej. The tectonics of the Radomsko Elevation. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 41, 1: 169—179. Kraków.

Pożaryski W. (1974), Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: „Budowa geologiczna Polski", IV, Tektonika, cz. 1. s. 24—34. Warszawa.

Pożaryski W. (1977), The Early Alpine (Laramide) Epoch in the Platform Development East of the Fore-Sudetic and Silesian—Cracovian Monoclines. In: „Geology of Poland", IV, p. 351—464. Tectonics. Warsaw.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W. (1979), O aulakogenie środkowopolskim. *Kwart. Geol.* 23, 2. 271—290. Warszawa.

Price N. (1959), Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.* 96, 2: 149—167. Hertford.

Price N. (1966), Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rocks. 176 p. Oxford.

Raggatt H. (1954), Markings on joint surfaces in Anglesea Member of Demon's Bluff Formation, Anglese'a, Victoria. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 38, 8, 1808—1810. Tulsa.

Roberts J. (1961), Feather-fracture, and the mechanics of rock-jointing. *Amer. J. Sci.* 259, 7: 481—492. New Haven.

Sawicki L. (1972), Uwagi w sprawie lineamentu Odry. *Kwart Geol.* 16, 2: 471—473. Warszawa.

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. II. *J. Geol.* 20, 2: 164—190. Chicago.

Siedlecki S. (1952), Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. *Biul. PIG*, 60: s. 230. 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., Sér. Sci. Géol. Géogr.* 10, 1: 41—46. Varsovie.

Siemiradzki J. (1889), O zjawiskach dyslokacyjnych w Polsce i krajach przyległych pomiędzy Karpatami a Bałtykiem. *Kosmos* 14.

Siemiradzki J. (1922), Geologia ziem polskich, I i II. Lwów.

Sitter L. de (1959), Structural geology. p. 552. London, New York, Toronto.

Sitter L. de (1964), Structural geology (2nd edit.). New York, San Francisco, Toronto, London.

Skempton A. (1966), Some observations on tectonic shear zones. *Proc. I Congr. of the Int. Soc. Rock Mech.* 1. Lisboa.

Solomon M., Hill P. (1962), Rib and hackle marks on joint faces at Renison Bell, Tasmania: A preliminary note. *J. Geol.* 70, 4: 493—496. Chicago.

Sonder R. (1956), Mechanik der Erde. 291 p. Stuttgart.

Śliwiński S. (1966), Dolomityzacja morskich utworów triasu krakowsko-śląskiego. Dolomization of the Silesia-Cracow Triassic rocks of marine origin. Part I, II, III, *Rudy i Met. Nieżel.* 11, 1—3: 3—14, 63—73, 122—131. Katowice.

Świdrowska J. (1976), Leśna Góra – kamieniołom w wapieniach kimerydu. W: „Przewodnik 48 Zjazdu PTG, Starachowice 24–26.IX.1976", s. 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. Amer. Bull.* 81, 6: 1625–1640.

Teisseyre W. (1907), O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich przedmurza. Sur les relations entre la tectonique des Carpathes et celle de leur avant-pays. *Kosmos.*

Teisseyre W. (1921), O stosunku wewnętrznym brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. La limite interne de l'affaissement subcarpathique et ses relations avec la bordure du flysch carpathique. Spraw. PIG, s. 103–138.

Tietze E. (1887), Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. *Jb. Geol. Reichsanst.* 37. Wien.

Tokarski A. (1955), O tektonice nadkładu Zagłębia między Dulową i Sierszą. *Acta Geol. Pol.* 5, 1: 1–45. Warszawa.

Tokarski A. (1958), O typach struktur wału metakarpackiego. Notes on structure types in the meta-Carpathian arch. *Kwart. Geol.* 2, 4: 807–824. Warszawa.

Tokarski A. (1965), Udział wapienia muszlowego w budowie Przedgórza Karpat. Muschelkalk in the subsurface geology of the Polish Carpathian Foreland. *Acta geol. pol.* 15, 2: 131–151. Warszawa.

Tokarski A.K. (1975), Structural analysis of the Magura Unit between Krościenko and Zabrzeż (Polish Flysch Carpathians). *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 45, 3–4: 327–359. Kraków.

Tokarski A.K. (1978), Orogenesis and morphogenesis of outer Carpathians and plate tectonics. *Studia Geomorphol. Carpatho-Balcanica* 12: 29–43. Kraków.

Van Bemmelen R. (1972), Geodynamics Models. 267 p. Amsterdam, London, New York.

Watson G. (1966), The statistics of orientation data. *J. Geol.* 74, 2: 786–797. Chicago.

Weiss L. (1959), Geometry of superposed folding. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 70, 1. Baltimore.

Wilcox R., Harding T., Seely D. (1973), Basic Wrench Tectonics. *Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol.* 57, 1: 74–97.

Zaręczny S. (1894), Atlas geologiczny Galicji. Kom. Fizj. A.U. s. 290. Kraków.

Znosko J. (1962), Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. Present status of knowledge of geological structure of deep substratum of Poland beyond the Carpathians. *Kwart. Geol.* 6, 3: 485–509. Warszawa.

Znosko J. (1965), Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. IG,* 188, s. 73–102. Warszawa.

Znosko J. (1969), Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. *Przew. 41 Zjazdu PTG,* s. 5–48. Warszawa.

Znosko J. (1970), Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. W: „Geologia i surowce mineralne Polski", s. 45–70. Warszawa.

Gzovskij M. (1975), Osnowy tektonofiziki. Izd. „Nauka". Moskwa.

Šulc S. (1964), Ob izućeniu planetarnoj treščinovatosci. Mezd. Geol. Kongr. 22 Sesji. Dokł. Sov. Geol. „Deformacja porod i tektonika". Moskva.

Voronov P. (1968), Očerki o zakonomernostiach morfometrii globalnovo reliefa Zemli. s. 120. Leningrad.

SUMMARY

AREA

Mesostructural phenomena of the Permo-Mesozoic and, to a lesser extent, Cenozoic rocks of the Silesian-Cracow Upland, between Strzemieszyce Małe and Kraków, were investigated (Fig. 1).

The area under investigation can be divided into three parts. The central part is composed of Palaeozoic rocks of the Dębnik Ridge while the north-western one is built up mainly from Triassic deposits. The south-eastern part, however, is dominated by the outcrops of Jurassic rocks.

The area is situated at the contact of a number of important geologic units. It represents an uplifted part of the Carpathian Foreland (Bogacz, 1967) and belongs to those structures which compose the western part of the Metacarpathian Arc (Nowak, 1927; Tokarski, 1958). This arc is the NE, Permo-Mesozoic margin of the Upper Silesian Coal Basin, and constitutes a part of the Silesian-Cracow Monocline. The investigated area is situated alongside a marginal zone of the pericratonic depression of the Easteuropean Platform (Oberc and Pożaryski, 1977; Pożaryski and Brochwicz-Lewiński, 1979) and to the south it is bounded by the Carpathian Foredeep (Fig. 1B).

The substratum of this region is composed of Palaeozoic deposits of the Caledonian and Variscan structural stages. These deposits build a NW–SE oriented, positive geologic form, known as the Dębnik–Siewierz Ridge.

METHODS

Within the area under study all natural and artificial outcrops were analysed. The results are presented on diagrams prepared in equal-area projection. Contour diagrams were drawn by using the Schmidt's method. For calculating mean directions and axes of bendings, the Fischer-Watson's vectorial method was applied (Fisher, 1953; Watson, 1966). Structural symbols are in concordance with those suggested by Jaroszewski (1974).

Simple patterns of stress fields are applied according to Andeson (1951, p. 12) and are called: normal-slip (σ_1 – vertical), strike-slip (σ_2 – vertical) and reverse-slip (σ_3 – vertical).

ATTITUDE OF BEDS

Geological structure of the Permo-Mesozoic deposits within the investigated area is characterized by slightly inclined, almost horizontal, attitude of beds. Deposits that build the northern and north-western part of this area reveal NE and N bearing. The beds are dipping towards the central part of the Miechów syncline. Within the south-eastern and southern parts, besides NE and E attitudes of dip, there also occurs the southern direction. This is due to frequent tilting of blocks, situated in the vicinity of antithetic faults (Bogacz, 1967).

Some of these blocks seem also to be inclined towards the Carpathian Foredeep (Figs. 1, 2). High-angle dip of beds (Fig. 2) could be interpreted as flexural bendings connected with fault zones. Three types of bendings have been distinguished (Fig. 2).

JOINT

Joint surfaces are almost vertical and display cathetal relationships (Hancock, 1964). This is especially well visible within young Tertiary bendings (Figs. 1, 6). Joint surfaces are developed in the form of two two-set systems (Figs. 5–7, Pl. I, Fig. 1). Joint sets are not concordant with the bearing of beds as far as particular outcrops are concerned. In the regional scale, however, such a relationship is very distinct. This may evidence that the joint is not genetically associated with local disturbances of beds but rather, it is dependent upon a more general factor (Nichelsen, Van Ness Hough, 1967; Boretti-Onyszkiewicz, 1968; Jaroszewski, 1972), which was being modified by a local mechanical environment.

The joint sets form an orthogonal system $J_2 - J_4$ and display NW–SE and NE–SW directions. Two remaining joint sets ($J_1 - J_3$) have the directions of WNW–ESE and NNE–SSW.

Within the SE part of the studied area the joint network undergoes a slight dextral rotation in respect to the NW part. This rotation amounts to twenty degrees.

The $J_2 - J_4$ joint system reveals a discrimanating character of tensional or exensional origin. Joint surfaces are frequently mineralized by calcite and within the Sławków Clays a gypsum mineralization occurs (Bilan and Krokowski, 1974; Krokowski, 1975). Locally, this system is a three-set one. It could be explained by the fact that the J_4 joint set is developed as conjugated shears with a small dihedral angle (Muehlberger, 1961).

Morphological properties of $J_1 - J_3$ joint surfaces, relatively weak calcite mineralization (Fig. 9), the geometry of sets and frequent en echelon-arrangement of joints of this system prove its shear origin.

During following tectonic episodes this joint was being developed in two different ways.

The origin of joint could be assigned to a tectogenetic cycle associated with the Middle Polish structural pattern. The opening of joint is thought to have appeared between Cretaceous and Miocene times (Dżułyński, 1953).

SHEARS

Within the Permian and Triassic deposits vertical and steeply inclined shears, of the geometry associated with that of joints, seem to predominate (Figs. 10, 11A).

In the Jurassic deposits, however, low-angle shears are more frequently developed (Fig. 11B).

The origin of vertical and steeply inclined shears could be confined to a strees field of the strike-slip type (σ_2 – vertical). These shears resemble the Middle Polish structural pattern. The shears of dip ranging from 60° to 70° can be linked with gravity-normal or tensile conditions of the stress field during normal-slip faulting.

SLICKENSIDE STRUCTURES AND SLICCOLITES

The majority of slickenside structures points to the dip-slip or oblique strike-slip style of faulting (Fig. 13). These structures were formed during a number of phases which correspond to main stages of faulting.

Stylolites are most intensively developed within the Upper Jurassic limestones. The orientation of stylolitic rods is almost vertical. A continuous transition between slickenside structures, sliccolites and stylolites (Pl. V, Fig. 2) can evidence tectonic origin of the latter (Jaroszewski, 1969, 1972; Mattauer, 1973; Bednarek, 1974; Świdrowska, 1976). The origin of stylolites of vertical rods could be linked with normal-slip faulting. These rods mark the vertical position of the σ_1 stress.

TECTONIC RIBS

Tectonic ribs fall into two categories (Fig. 16): 1) vertical and, 2) horizontal ones. Vertical ribs point to the horizontal direction of failure propagation. Horizontal ribs, however, mark a steep inclication of this direction which depends upon the orientation of a joint surface. The orientation of vertical tectonic ribs can suggest a number of deformation episodes and a poliphase development of the joint formation. The origin of ribs seems to be associated with the period when joints of the strike-slip stress field were being formed. Horizontal ribs, on the other hand, originated from the period of the vertical orientation of the σ_1 stress.

FAULTS

NORMAL-SLIP FAULTS

Normal-slip faults predominate within small fractures and constitute approximately 75% of all analysed faults (Figs. 18–20). Some of these faults reveal simultaneous strike-slip sense of movement.

The faults form sets oriented NW–SE, NE–SW and WNW–ESE,NNE–SSW (Figs. 18 and 19).

The majority of normal-slip faults were formed during the cycle associated with the formation of the Middle Polish synclinorium and aulacogene. These faults were developing in the beginning and final phases of this cycle.

Normal-slip faulting could also be confined to the formation of the Carpathian Foredeep and the fragmentation of the Carpathian Foreland into horsts and trenches (Dżułyński, 1953; Bogacz, 1967). The climax of this process occurred during Miocene times.

A tilting of the sedimentary cover towards the south, under the overthrusting Carpathians, was the main factor responsible for the appropriate $\sigma_1 - \sigma_3$ stress difference.

STRIKE-SLIP FAULTS

Within strike-slip and oblique-slip faults a NNW–SSE set predominates (Figs. 13 and 18). The remaining sets have a direction of NE–SW. Strike-slip faults are characterized by steep inclination of slide surfaces. NE–SW oriented faults originated from the strike-slip stress field, accompanied by a pair of forces, oriented NW–SE. They occur on the Mesozoic, NE margin of the Upper Silesian Coal Basin (Fig. 22). It can be suggested that these faults form an en echelon pattern of the axis running from NW–SE to NNE–SSW, and display a dextral sense of movement along dislocations within the substratum.

These faults represent the R′ conjugate Riedel set, sensu Skempton (1966), Tchalenko (1967, 1970) and Wilcox et al. (1973). A set of en echelon faults, revealing a similar sense of displacements, was described from deposits of the basement of the young Palaeozoic margin of the Upper Silesian Coal Basin (Bogacz, 1980; Krokowski, 1980; Bogacz and Krokowski, in print). These faults display the Riedel position and point to a dextral sense of movement of the basement.

In the northern flank of the Krzeszowice–Kraków Graben there occur several en echelon-arranged faults (Figs. 1 and 18), composed od WNW–ESE and NNE–SSW sets, being homothetic and antithetic, respectively, in relation to the E–W axis, and dependent on a clockwise rotation of the basement.

STRUCTURAL EVOLUTION OF THE AREA

Geological structure of the Permo-Mesozoic deposits of the SE part of the Silesian-Cracow Upland is not homogenous. The inhomogeneity is the result of the superposition of various structural patterns. In the NW part the Middle Polish pattern predominates and has the longitudinal axis running from NW to SE. In the SE part, however, there occurs the Carpathian pattern, being associated with the formation of the Carpathian orogen and its foredeep. The Middle Polish structures are the result of Laramide movements while the Carpathian ones are confined to Miocene tectonic phases. The Carpathian Foredeep is a structure homogenous genetically and heterogenous geometrically. The northern margin of this structure is the zone where the impact of Miocene tectonics was most remarkable and where diastrophic, molasse deposits fill a tectonic basin (Fig. 1B).

Within the SE part of the investigated area there occurred a 20° rotation of the whole structural pattern, in respect to the NW region (Fig. 1C).

The Middle Polish structural pattern, connected with the Early Alpine cycle, is thought to have developed during three stages, showing the following stress-field types:

– gravity-normal (σ_1 – vertical)
– strike-slip (σ_2 – horizontal, oriented NE–SW, σ_1 – vertical),
– gravity-normal (σ_1 – vertical, σ_2 – horizontal, oriented NW–SE or NNW–SSE).

In a certain period during this cycle, a couple of horizontally acting forces, oriented NW – SE (NNW – SSE) and diplaying a dextral sense of movement, was superposed upon the strike-slip or normal-gravity stress-field pattern. Evolution of the above stages was continuous.

During Mesozoic tectonic movements there occurred small disturbances and a general tilting of the studied area towards the NE (Figs. 1 and 2). The onset of these deformations can be associated with the Kimmeridgian phases. The resulting folding reflects vertical component of movements.

Deformations of this cycle resulted from the mobility of a pericratonic depression of the Easteuropean Platform and of the Middle Polish Aulacogene, as well.

Such great importance of the NW – SE direction in the tectonics of this area should be ascribed to the activity of a marginal part of the Easteuropean Platform, as well as to deep-reaching lithospheric fractures: the Teisseyre-Tornquist Zone, the Kraków – Myszków Lineament and others. The Malopolanian and Upper Silesian Massifs, together with the Sudetic block, were being shifted dextrally in respect to the Easteuropean Platform.

During the Late Alpine cycle which was most fully pronounced in the southern part of the region, the main role was played by gravity-normal stress field (σ_1 – vertical, σ_3 – horizontal, oriented N – S and of the negative sign = tension). This field was responsible for the fragmentation of the Carpathian Foreland into horsts and trenches (Dżułyński, 1953: Bogacz, 1967). Large normal-slip faults are frequently accompanied by flexural bendings of beds, displaying NWW trending axes. Within the northern flank of the Krzeszowice – Kraków Graben there occurred a couple of E – W trending forces, showing a dextral sense of movement (Fig. 1).

Deformations of this cycle resulted from the tilting of the sedimentaly cover to the south, under the thrusting Carpathian nappes.

A remarkable dispersion of directions of faults points to theur shallow depths although geometrical segregation of faults seems to be associated with main structural axes of the region. This can evidence the activity of lineaments within the substratum and their diversified upward-directed propagation.

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza – Plate I

Fig. 1. Ortogonalny cios systemu NW – SE i NE – SW ($J_2 - J_4$), wapienie faliste warstw gogolińskich, Tłukienka koło Bukowna.

Fig. 1. Orthogonal NW – SE and NE – SW joint system ($J_2 - J_4$, Wellenkalk (Gogolin Beds), Tłukienka near Bukowno.

Plansza – Plate II

Fig. 1. Cios, miejscami ciosokliważ systemu J_2-J_4 w dolomitach warstw tarnowickich, Ujków Stary koło Bolesławia.

Fig. 1. Joint, partly joint-cleavage of the J_2-J_4 system in dolomites of the Tarnowiec Beds, Ujków Stary near Bolesław.

Plansza – Plate III

Fig. 1. Strome spękania kulisowe w tufie filipowickim, Filipowice.

Fig. 1. Steeply inclined, en echelon joint surfaces within the Filipowice Tufa at Filipowice.

Plansza – Plate IV

Fig. 1. Często spotykany sposób kulisowego ułożenia spękań systemu J_1-J_3, wapienie warstw gogolińskich, Bukowno Wieś.

Fig. 1. En echelon-arranged joint of the J_1-J_3 system. Limestones of the Gogolin Beds, Bukowno Wieś.

Fig. 2. Szereg kulisowy w czercie z margli senońskich, Zabierzów. Rzeczywiste położenie spękań pod kątem 65° do poziomu. Skala w milimetrach.

Fig. 2. En échelon-arranged joints within cherts of the Senonian marls at Zabierzów. True dip of joints approximately 65°. Bar scale in milimetres.

Plansza – Plate V

Fig. 1. Fragment typowego slikolitu w wapieniach górnojurajskich, Rząska – Mydlniki. Skala w milimetrach.

Fig. 1. A fragment of a typical sliccolite within the Upper Jurassic limestones at Rząska – Mydlniki. Bar scale in milimetres.

Fig. 2. Fragment stylolitu oraz slikolitu (ciągłe przejście między nimi) w wapieniu cienkoławicowym z warstw gogolińskich, Bukowno Wieś. Rzeczywiste położenie pręcików stylolitowych i slikolitowych poziome. Skala w centymetrach.

Fig. 2. Fragments of a stylolite and a sliccolite ((continuous transition inbetween) within thin- bedded limestones of the Gogolin Beds. Bukowno Wieś. True orientation of stylolites and sliccolites is horizontal. Bar scale in centimetres.

Plansza – Plate VI

Fig. 1. Żebra tektoniczne (pionowe) w ciemnoławicowym wapieniu z warstw gogolińskich. Psary. Skala w centymetrach.

Fig. 1. Tectonic ribs (vertical) within thin-bedded limestones of the Gogolin Beds at Psary. Bar scale in centimetres.

Fig. 2. Fragment drobnego uskoku normalnego w wapieniach górnojurajskich. Rząska.

Fig. 2. A fragment of a small normal-slip fault within the Upper Jurassic limestones at Rząska.

Plansza – Plate VII

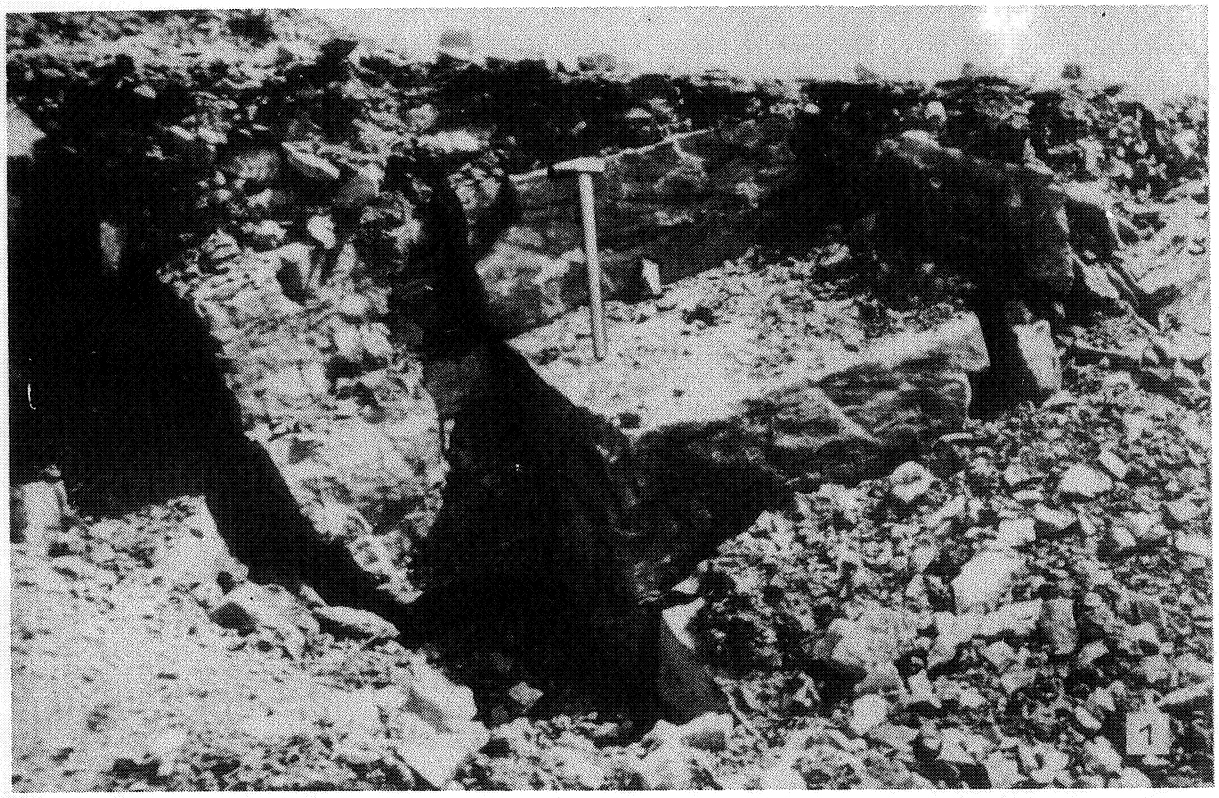
Fig. 1. Żebra tektoniczne na powierzchni ciosowej w tufie filipowickim, Filipowice. Strzałką wskazano górę odsłonięcia.

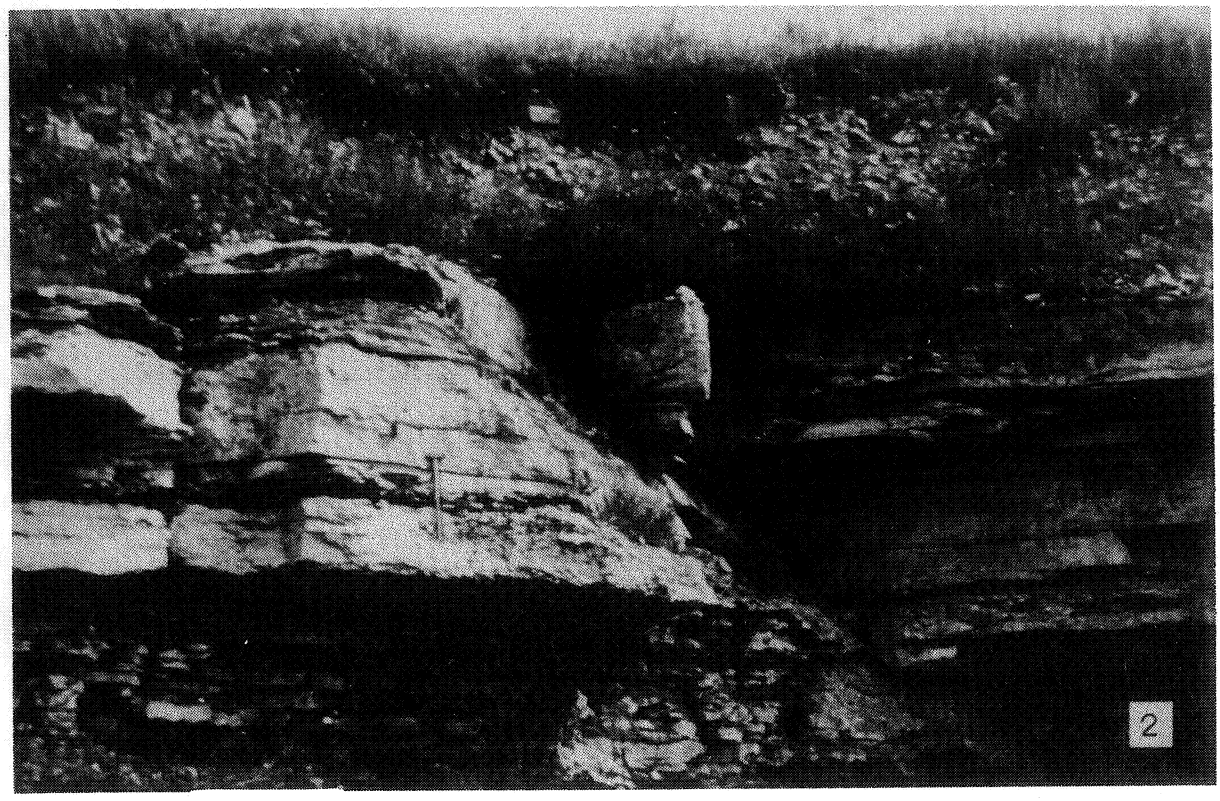
Fig. 1. Tectonic ribs on a joint surface within the Filipowice Tufa at Filipowice. Arrow indicates the top of the outcrop.

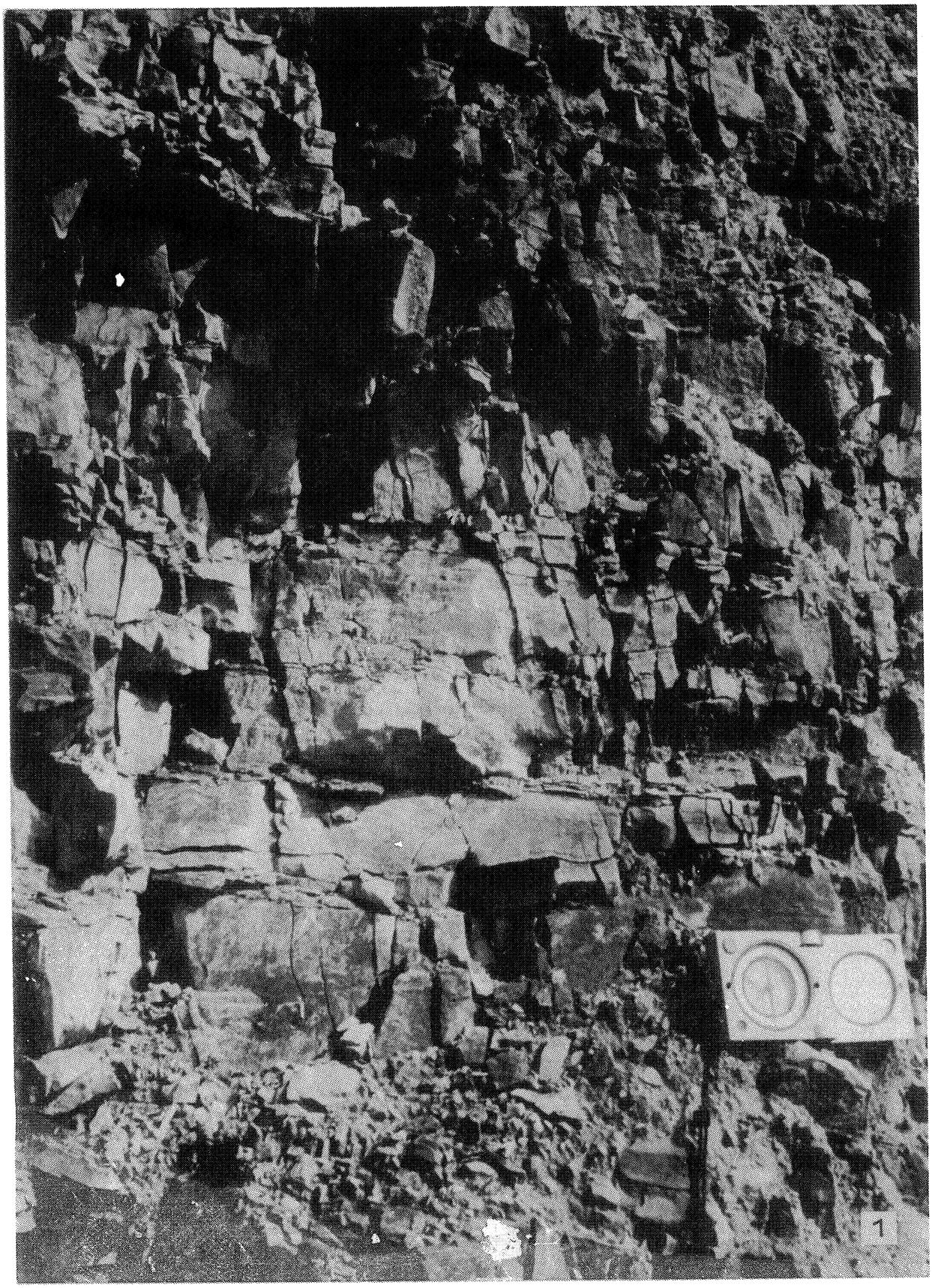
Plansza – Plate VIII

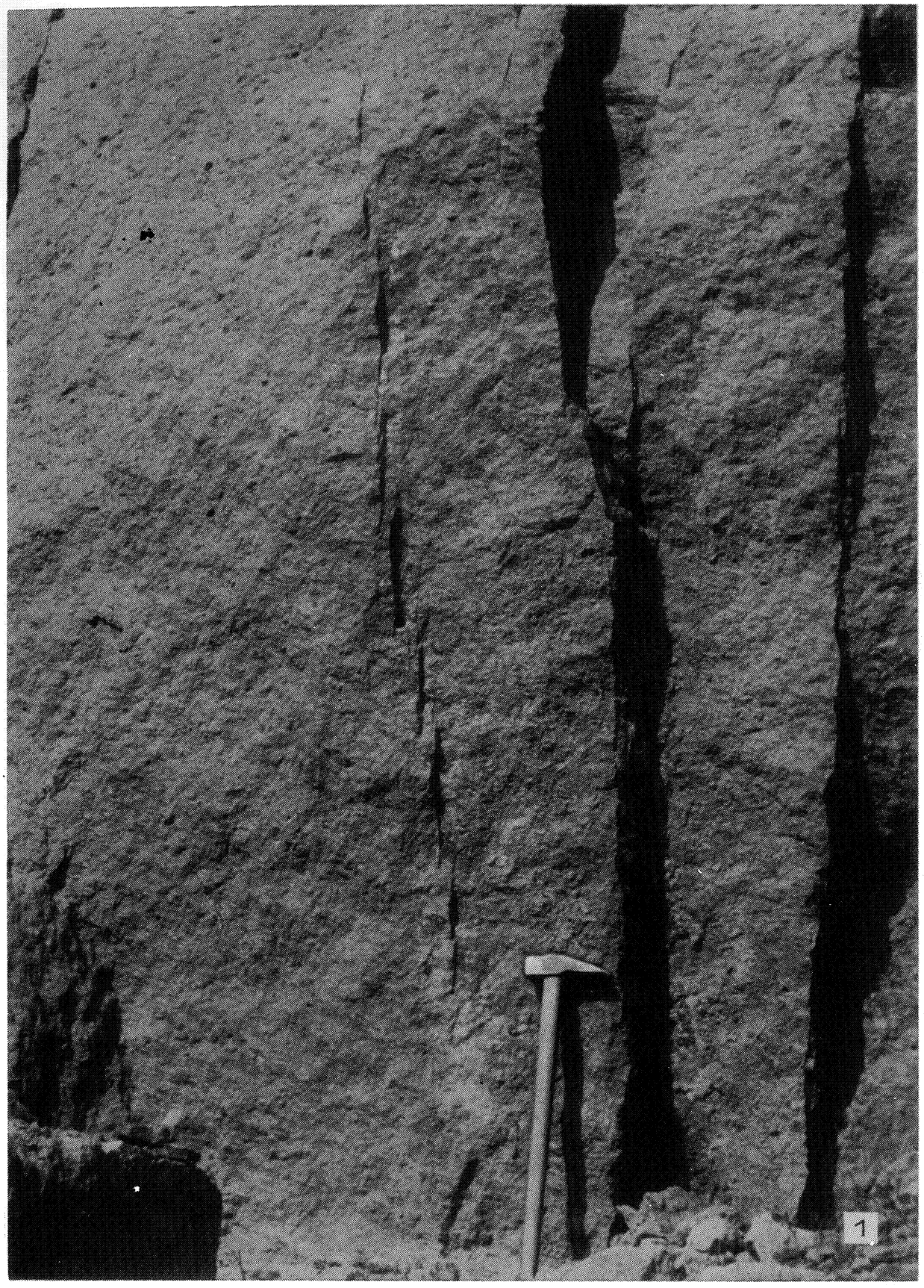
Fig. 1. Struktura pierzasta na powierzchni ciosu w dolomicie warstw tarnowickich. Ujków Stary. Rzeczywista oś propagacji pozioma. Skala w milimetrach.

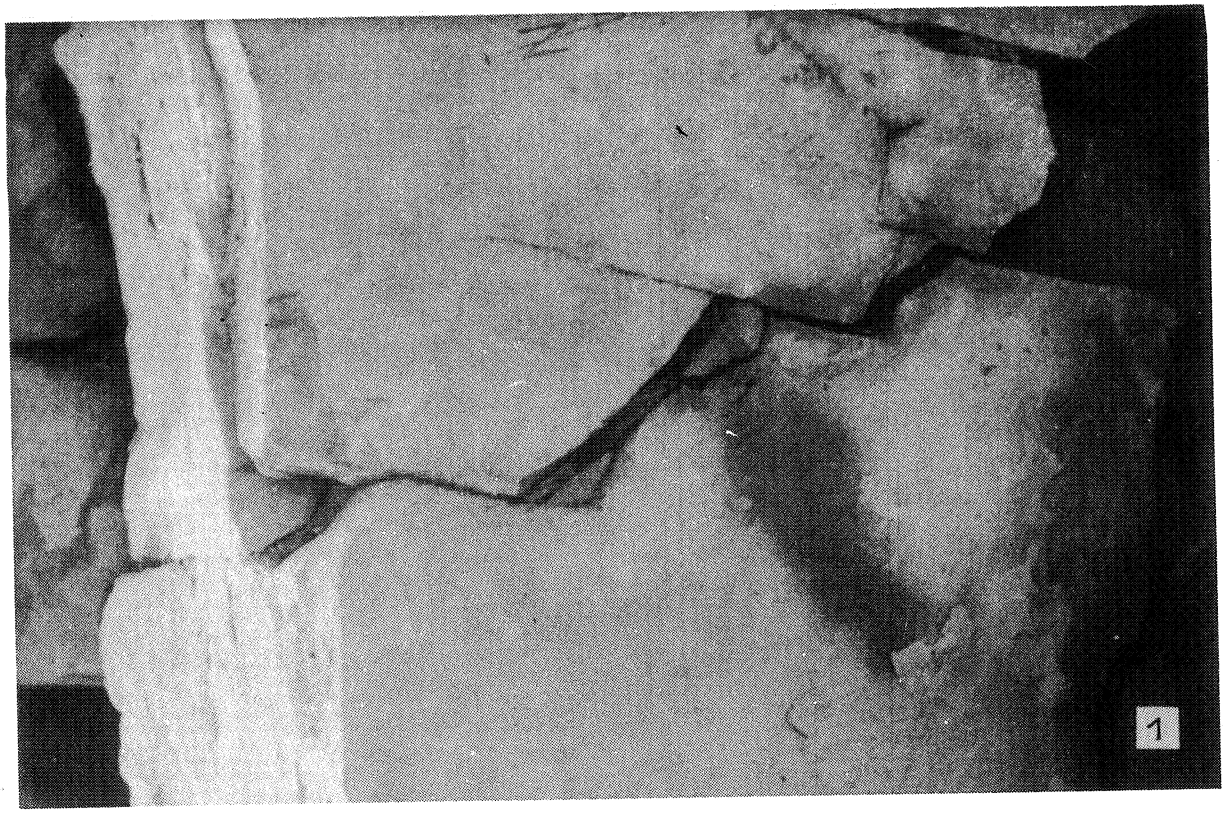
Fig. 1. Feather structures on a joint surface within dolomites of the Tarnowiec Beds at Ujków Stary. True attitude of propagation axis is horizontal. Bar scale in milimetres.

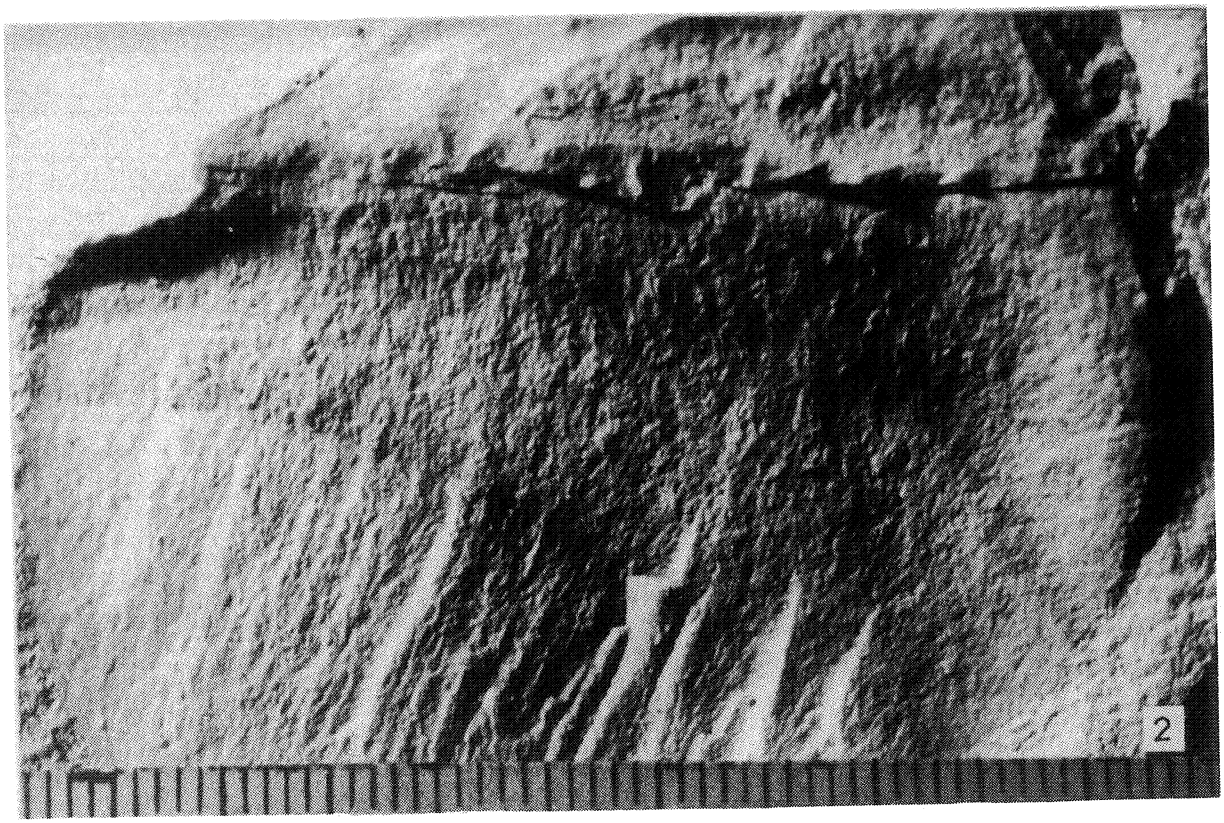

1

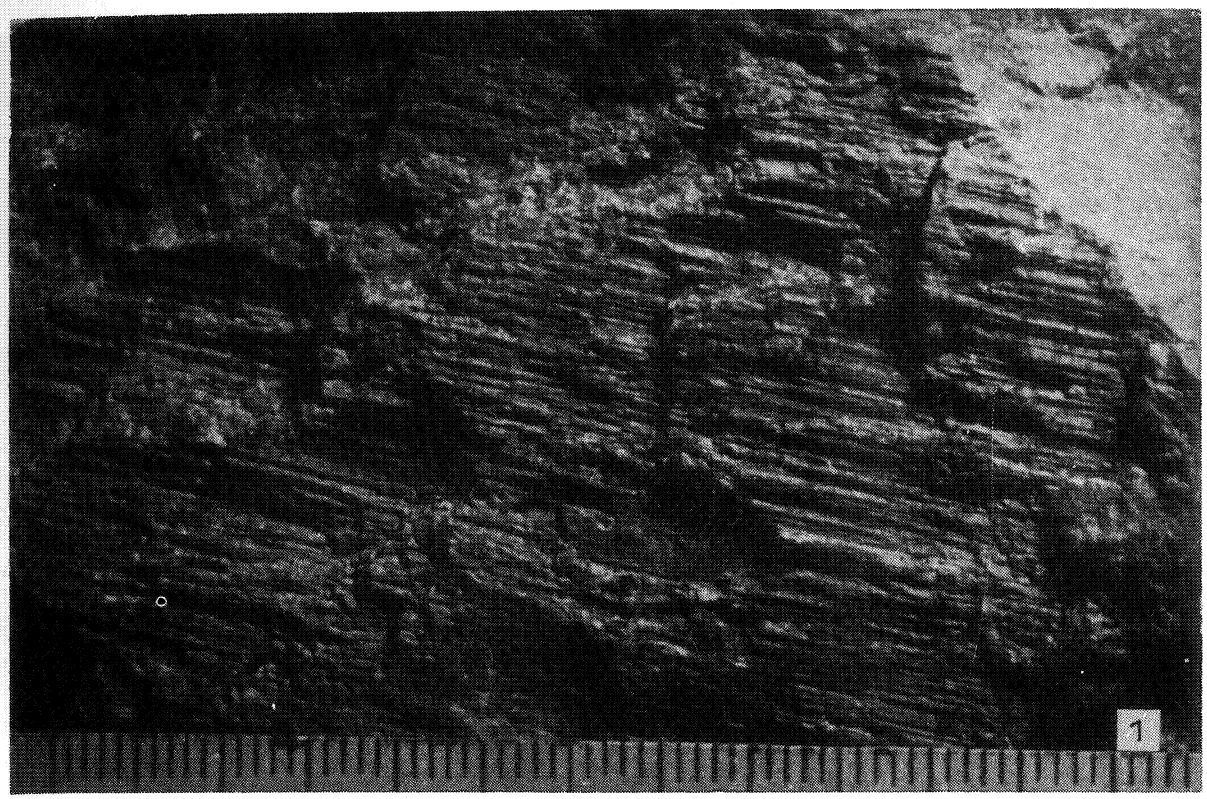

2

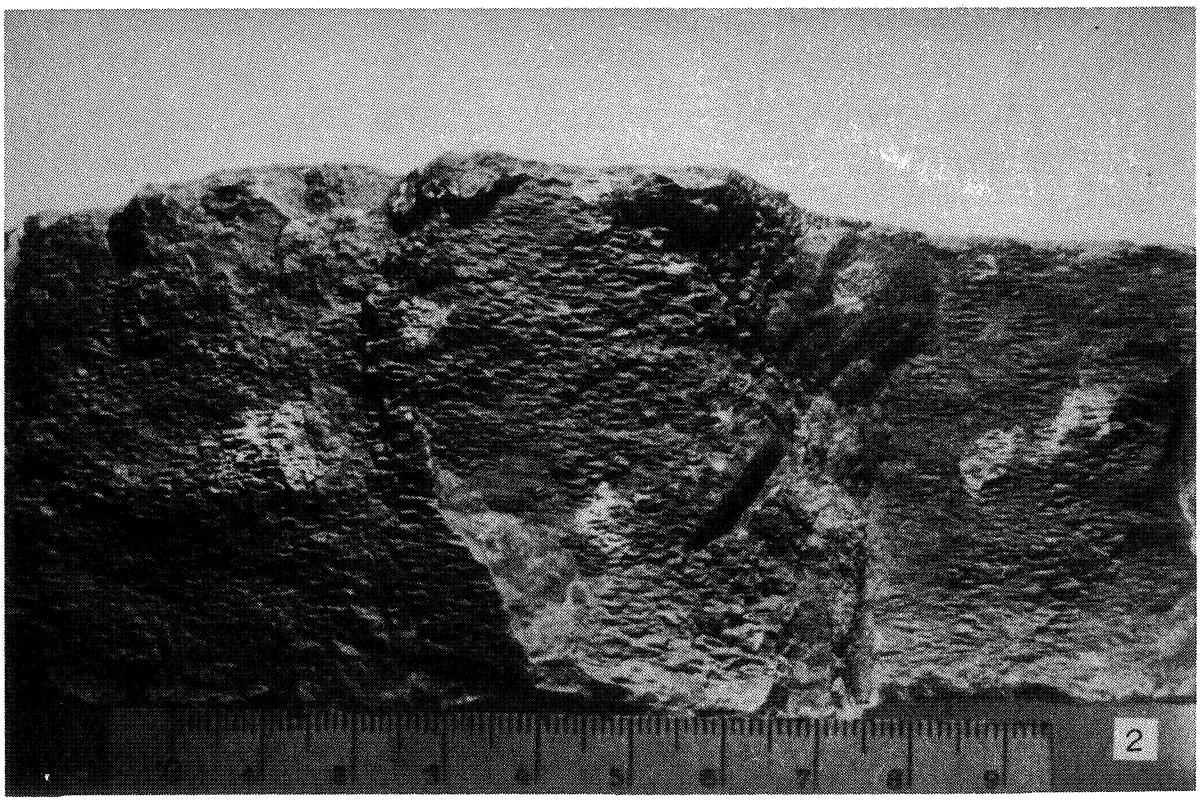


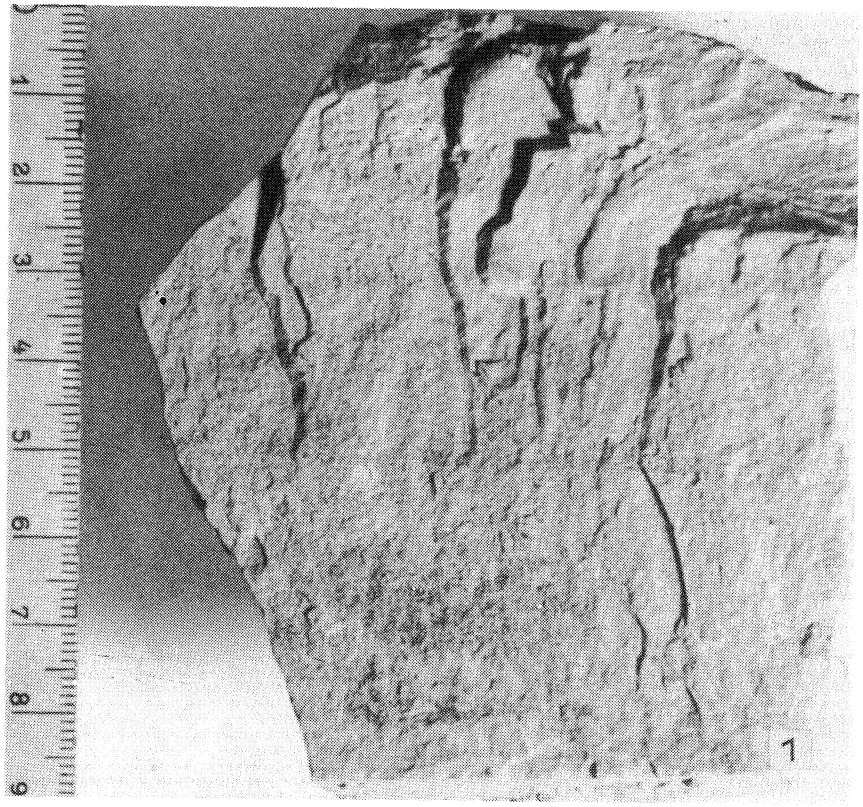

1

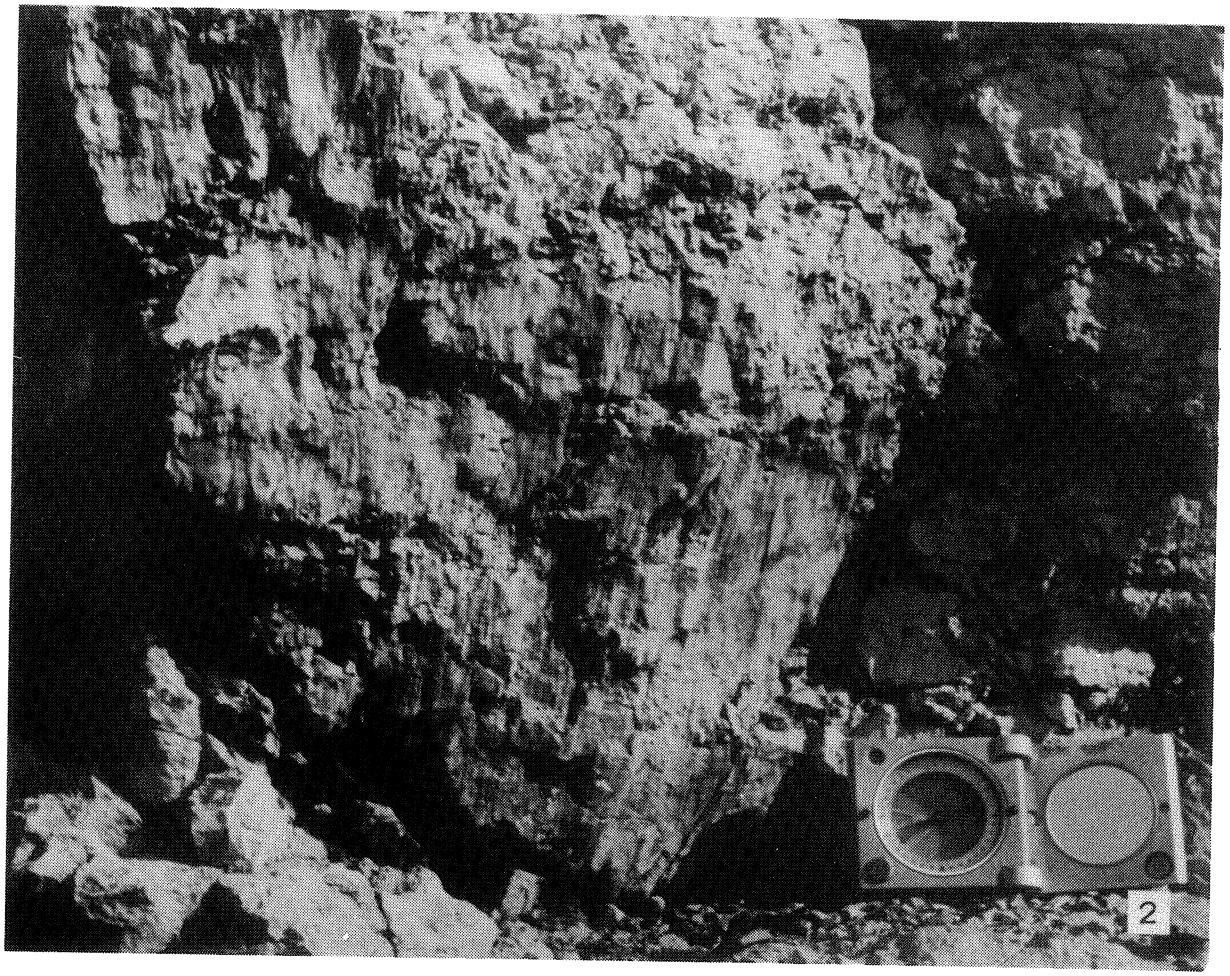
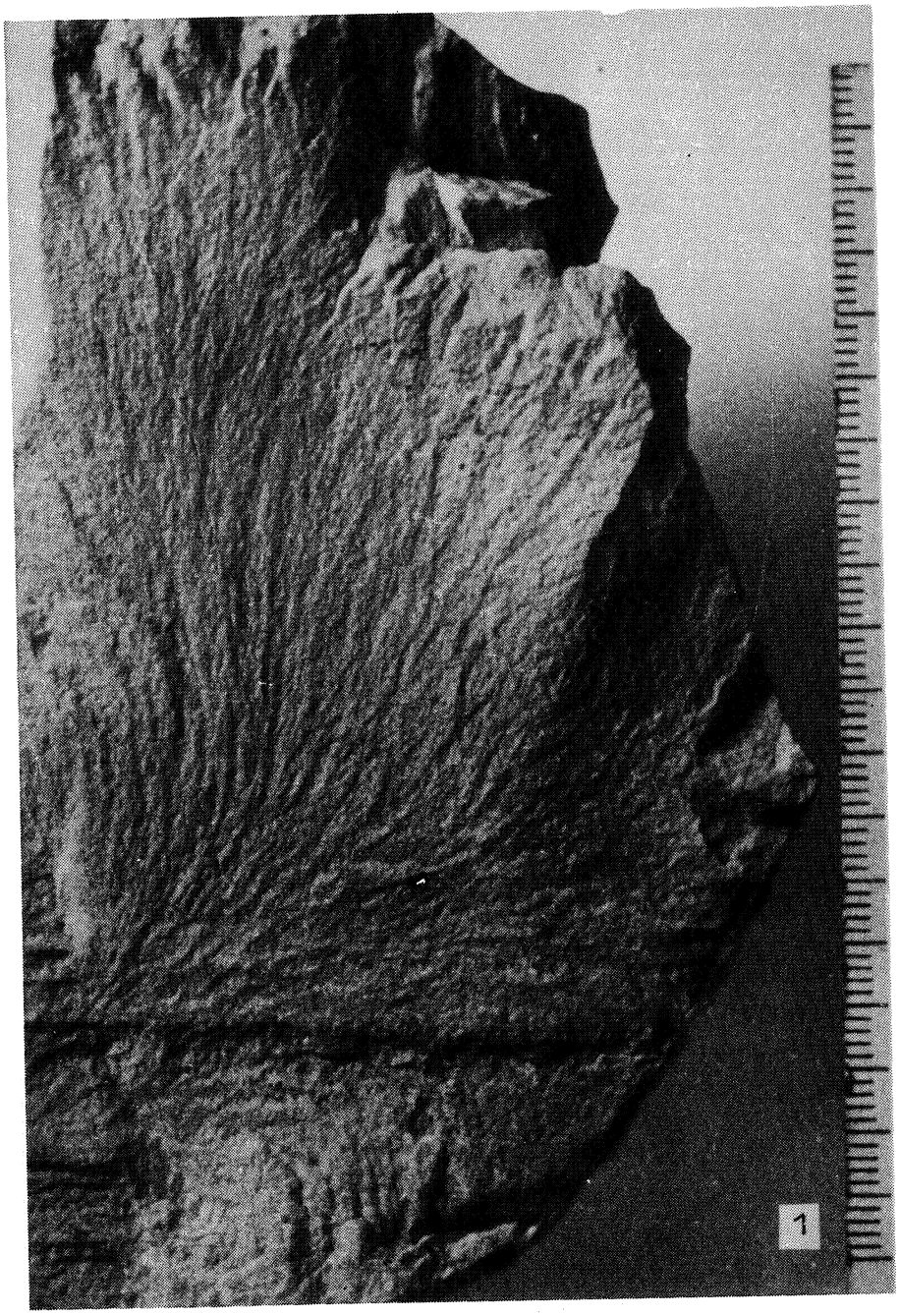

1


2









1