

Andrzej ŻELAŻNIEWICZ*

UWAGI O SPEKANIACH W GRANITOIDACH MASYWU KUDOWY—OLEŚNIC

SPIS TREŚCI

Streszczenie	29
Wstęp	29
Ogólna charakterystyka masywu Kudowy—Oleśnic i jego metamorficznej osłony	31
Charakterystyka struktur nieciągłych w masywie	31
Spękania	31
Kliważ	32
Uskoki	32
Orientacja zespołów spękań przecinających granitoidy	32
Spękania w skałach osłony metamorficznej	35
Spękania w krach skał metamorficznych	36
Spękania w pokrywie osadowej	38
Dyskusja	38
Wnioski	42
Literatura	43
Remarks on joints in granitoids of the Kudowa—Olešnice massif, Sudetes (Summary)	44

Streszczenie

Szczegółowej analizie poddano 8 zespołów spękań przecinających wartyjskie granitoidy masywu Kudowy—Olešnic. Zbadano tektoglify, sposób występowania spękań w granitoidach i statystyczną orientację tych spękań. Określono cechy poszczególnych zespołów oraz ich wzajemne stosunki geometryczne. Stwierdzono, że w krach (resztki dachu intruzji) skał metamorficznych zanotowane zostały takie spękania i fałdki załomowe jak w skałach formacji strońskiej otulających masyw. Porównując spękania masywu ze spękaniami osłony stwierdzono, że wykazują one identyczną orientację przestrzen-

ną, choć różnią się gęstością, częstością i stałością występowania oraz przeciętną długością i odległością sąsiadujących diaklaz. Obserwacje powyższe w świetle wcześniejszych badań strukturalnych i petrotektonicznych pozwalają sądzić, że uformowanie się niewielkiego rozmiarami masywu Kudowy—Olešnic nastąpiło przed przedostatnią fazą regionalnych deformacji skał osłony oraz, że w czasie dwóch najmłodszych faz owych deformacji zarówno masyw, jak i osłona poddane tym samym naciskom tektonicznym wspólnie ulegały odkształceniom (spękaniom) w warunkach tych samych układów naprężeń.

WSTĘP

Północno-zachodnią część kopuły kłodzko-orlickiej budują skały dwóch dużych jednostek litostratygraficznych — formacji strońskiej i formacji Nového Města (fig. 1). W strefie granicznej obu jednostek, między wsią Olešnice (ČSRS) a Kudową i Pstrązną, ukazują się na powierzchni ziemi wartyjskie granitoidy określone mianem masywu Kudowy—Olešnic. Gęsta sieć nieciągłości przecinających owe granito-

idy charakteryzuje się znacznym udziałem spękań zapadających pod średnimi kątami. Spękania te wraz ze spękaniami stromymi (pionowymi) tworzą kilka zespołów zorientowanych przestrzennie tak samo jak zespoły spękań, wyróżnione uprzednio w skałach metamorficznej osłony masywu. Niniejsza praca zawiera próbę analizy i wyjaśnienia tej, raczej rzadko spotykanej, sytuacji.

* Zakład Nauk Geologicznych PAN, ul. Cybulskiego 30, 50—205 Wrocław.

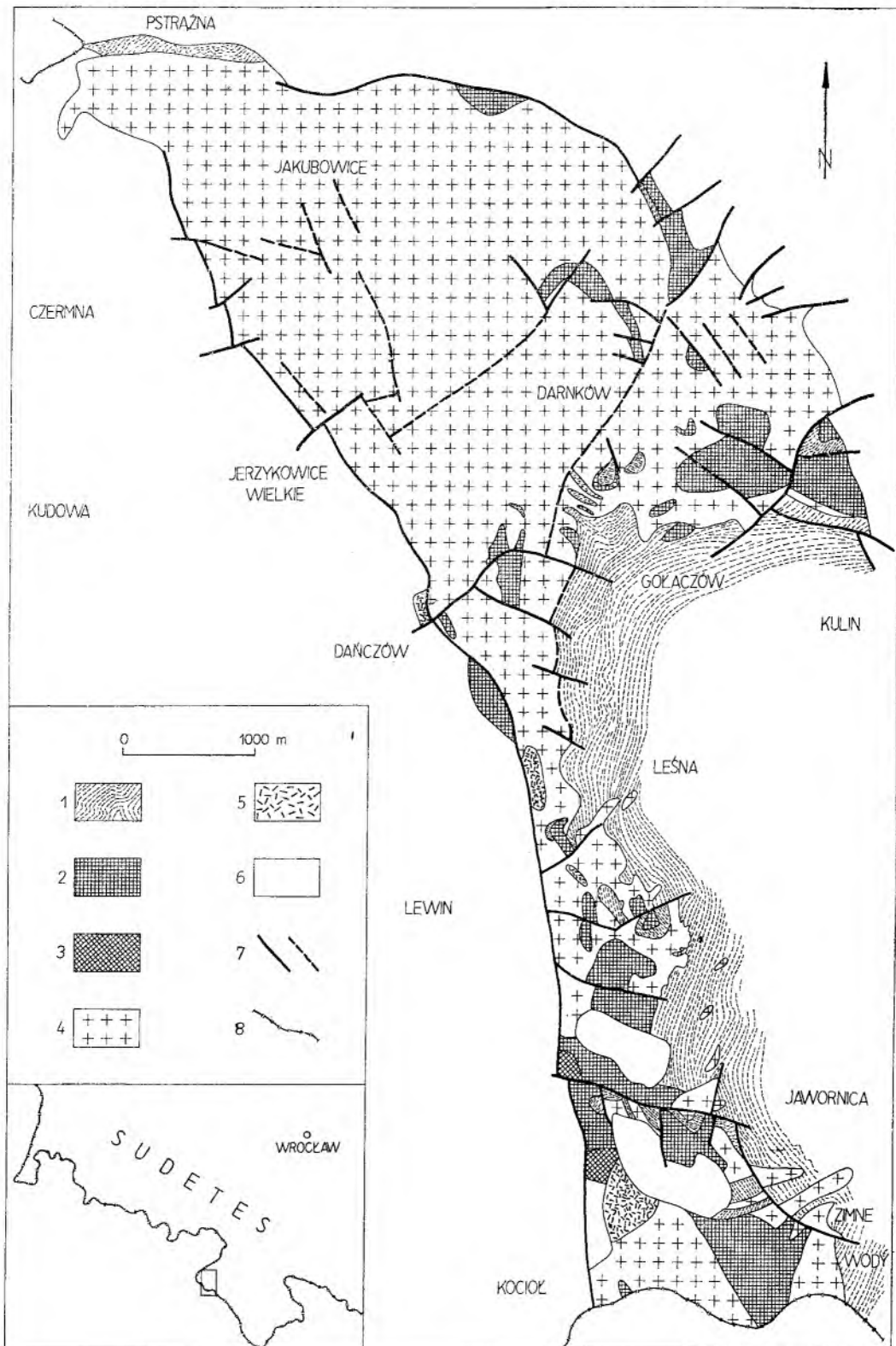


Fig. 1

Szkic geologiczny masywu Kudowa—Oleśnic

1 – łupki łyszczykowe formacji strońskiej; 2 – amfibolity, i łupki amfibolowe formacji strońskiej; 3 – łupki zieleńcowe formacji Nového Města; 4 – granitoidy kudowsko-oleśnickie; 5 – brekcje i mylonity; 6 – skały pokrywy osadowej (górný karbon, czerwony spągowiec, górna kreda); 7 – uskoki stwierdzone (linie ciągłe) i przypuszczalne (linie przerywane); 8 – granica Państwa

Geological sketch map of the Kudowa—Oleśnice massif

1 – mica schists of the Stronie formation; 2 – amphibolites and amphibole schists of the Stronie formation; 3 – greenstones of the Nové Město formation; 4 – the Kudowa—Oleśnice granitoids; 5 – breccias and mylonites; 6 – rocks of the sedimentary cover (Upper Carboniferous, Rotliegendes, Upper Cretaceous); 7 – faults recognized (solid lines) and inferred (dashed lines); 8 – State frontier

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA MASYWU KUDOWY—OLEŚNIC I JEGO OSŁONY

Skąły metamorficzne otaczające od wschodu i południa masyw Kudowy—Olešnic reprezentowane są przez łupki łyszczkowe, amfibolity i łupki amfibolowe formacji strońskie oraz przez fyllity sercytowe i fyllity amfibolowe formacji Nového Města. Skąły te uległy sześciokrotnie deformacjom tektonicznym, związanym z orogenezą hercyńską (Żelaźniewicz 1976a, 1976b). Dwióm pierwszym fazom deformacji (oznaczonym konwencjonalnie symbolami F_1 i F_2) towarzyszyła progresywna metamorfoza pierwotnych serii osadowych. W drugiej fazie (F_2) powstały fałdy izoklinalne lub wąskopromienne oraz utworzyły się główne struktury regionu o południkowym (w przybliżeniu) przebiegu. Czwarta faza deformacji (F_4), następująca po zupełnie lokalnej fazie F_3 , zaznaczyła się poprzecznym lub skośnym przełałdowaniem wcześniej powstałych struktur. Fałdy zespołu F_4 mają stałą, generalnie północną asymetrię, a ich powierzchnie osiowe (S_4) zapadają łagodnie ku SW. W piątej fazie (F_5) powszechnie rozwijały się sprzężone i komplementarne fałdki załomowe biegnące SW—NE, o powierzchniach osiowych zapadających umiarkowanie ku NW i SE. W ostatniej fazie deformacji regionalnych (F_6) powstawały zarówno mezo- i megaskopowe stojące fałdy z wybożenia biegnące w kierunku NW—SE jak i sprzężone fałdki załomowe o biegu NW—SE.

Masyw Kudowy—Olešnic budowany jest przez dwie różnowiekowe odmiany granitoidów. Starszą z nich reprezentują tonality i mniej kwašne granodioryty. Intrudowały one po głównej fazie deformacji (F_2), tworząc różnej grubości żyły zgodne zazwyczaj z foliacją skał osłony (Żelaźniewicz 1977a). Starsze granitoidy budują wąską, środkową część masywu, znajdującą się między miejscowościami Olešnice, Kocioł i Gołaczów (fig. 1). Bardziej kwašne granodioryty i granity młodziej odmiany tworzą główną, północną część masywu położoną między Pstrązną, Dańczowem i Żyznowem. Granitoidy młodziej wnikły między skały formacji strońskie, rozprzestrzeniając się półkoleście ku N, E i S od zasilającego kanału usytuowanego na południe od Jakubowic. Powstałe w ten sposób nieduże, bochenkowato spłaszczony i niezbyt grube ciało plutoniczne zarówno podścielały, jak i przykrywały skały formacji strońskie. Pierwotny dach intruzji został w dużym stopniu zerodowany. Pozostały po nim liczne fragmenty widoczne dziś jako enklawy (kry) skał metamorficznych wśród granitoidów.

Wcześniejšie badania autora (Żelaźniewicz 1977a) sugerują, że kwašniejsza odmiana granitoidów intrudowała i została ostatecznie skonsolidowana po czwartej (F_4) fazie deformacji, ale przed piątą (F_5) i szóstą (F_6) fazą deformacji regionalnych.

CHARAKTERYSTYKA STRUKTUR NIECIĄGŁYCH W MASYWIE

Granitoidowe skały masywu Kudowy—Olešnic przecinane są przez spēkania, kliważe i uskoki. Najczęściej spotykanymi strukturami nieciągłymi są spēkania.

SPEKANIA

Masywowi kudowsko-olešnickiemu brak jest ortogonalnej sieci pionowych lub stromych spēkań, podobnie jak brak mu spēkań połogich. Układ spēkań w masywie różni się znacznie (fig. 3—6) od układów spēkań obserwowanych w większości masywów granitoidowych, choćby najbliższych, sudeckich (por. Majerowicz 1972; Mierzejewski 1973; Wojciechowska 1975), które pozwoliły H. Cloosowi (1925) na sformułowanie jego klasycznej koncepcji spēkań Q, L i S. W masywie Kudowy—Olešnic przeważają spēkania wyraźnie odchylone od pionu, zapadające pod kątami 40—60°. Wśród powtarzających się w całym masywie spēkań¹ można wyróżnić kilka zespołów, obejmujących spēkania o podobnej

orientacji przestrzennej. Między powierzchniami spēkań poszczególnych zespołów nie ma żadnych istotnych różnic. Powierzchnie obserwowanych spēkań z reguły są dość równe. Rzadko kiedy można na nich wyróżnić rąbkowy brzeg, czy też tektoniczne żebrą. Równie rzadkie struktury pierzaste, koncentryczne lub radialne obserwowano załedwie w kilku przypadkach. Sporadyczną obecność tych form należy zapewne przypisać stosunkowo gruboziarnistej strukturze skał granitoidowych. Struktura taka wpływa także niewątpliwie na znaczną szorstkość powierzchni spēkań, które rzadko bywają wygładzone i tylko niekiedy pokryte rysami ślizgowymi. Praktycznie nie stwierdzono obecności innych rodzajów tekto-glifów. Powierzchnie spēkań są przeważnie lekko pofalowane i wskutek tego biegi ich zmieniają się w granicach kilkunastu stopni. Wielkość (długość) pojedynczych powierzchni waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów, wynosząc przeciętnie 2—4 m. Odstepy między sąsiednimi powierzchniami spēkań tego samego zespołu zmieniają się w granicach od kilku milimetrów do kilku metrów, wynosząc najczęściej około 80—120 cm.

¹ Odpowiadają one spēkaniem systematycznym w najprostszej, opisowej klasyfikacji spēkań, podanej przez Hodgsona (1961) w odniesieniu do skał osadowych.

KLIWAŻ

W skałach masywu można zaobserwować dość liczne strefy, w których odległość między dwoma sąsiednimi powierzchniami spękań nie przekracza kilku milimetrów. Wielkość takich stref jest różna. Jedne z nich są widoczne na przestrzeni kilkudziesięciu centymetrów, inne pojawiają się na przestrzeniach kilkumetrowych. Tak gęsto występujące spękania można opisowo określić terminem kliważ, użytym tu zgodnie z polską definicją Jaroszewskiego (1963).

Obserwowane powierzchnie kliważu równe, choć szorstkie, najczęściej są płaszczyznami. Płaszczyzny kliważu zorientowane są tak samo jak powierzchnie dużych regularnych spękań, tworzących dobrze widoczne zespoły w pobliżu skliważowanych partii. Kliważ w granitoidach kudowsko-oleśnickich zapada najczęściej pod umiarkowanymi kątami ku NW, SE, SW i NE (fig. 9). Poszczególne strefy kliważu różnią się, w zasadzie, jedynie odmienną orientacją przestrzenną. Pomiar orientacji płaszczyzn kliważu zostały przedstawione statystycznie wspólnie ze spękaniami (por. fig. 3—6).

USKOKI

Liczne uskoki przecinające granitoidy Kudowy—Oleśnic nie są dostępne bezpośredniej obserwacji. Najłatwiej można stwierdzić ich obecność w brzeźnych partiach masywu (fig. 1). Dyslokacje, którym w wielu miejscach towarzyszą strefy brekcjonowania i mylonityzacji, stanowią całą zachodnią i częściowo północną granicę masywu. Uskok obcinający masyw od zachodu jest fragmentem wielokilometrowej strefy dyslokacyjnej o charakterze głębokiego rozłamu,

rozdzielającej w zachodnim skrzydle kopuły kłodzko-orlickiej formację strońską od formacji Nového Města. Owa strefa dyslokacyjna ulega lewoskrętnym przemieszczeniom wzdłuż powierzchni uskoków biegnących generalnie NE—SW (fig. 1), najprawdopodobniej młodszych od uskoków w przybliżeniu południkowych.

W południowej części masywu (fig. 1) przeważają uskoki o biegu równoleżnikowym (dokładniej WNW—ESE). Są one rzadkie w głównej partii masywu, gdzie dominują dyslokacje o biegach NW—SE i NE—SW. Zwrot odczytywanych z mapy przemieszczeń wzdłuż powierzchni uskoków NW—SE był zmienny — zarówno lewo, jak i prawoskrętny (wschodnia część masywu koło Żyznowa i Kulina). Ruch zachodzący wzdłuż uskoków NE—SW charakteryzował się zawsze lewostronnym zwrotem. Uskoki o biegu generalnie równoleżnikowym (WNW—ESE) stanowią w południowej części masywu system uskoków schodowych, zrzucających stale swe północne skrzydła.

Linie intersekcyjne niektórych uskoków oraz obserwacje terenowe wskazują, że ich powierzchnie mogą być znacznie odchyłone od pionu i zapadać pod umiarkowanymi kątami. Nie stwierdzono jednakże istnienia uskoków połączonych lub poziomych. Przeważająca część obserwowanych dyslokacji jest stroma.

Uskokowy charakter mają także te powierzchnie spękań, na których występują tektoglify w postaci rys ślizgowych i zadziarów tektonicznych. Przemieszczenia zachodzące wzdłuż tych powierzchni były znikome. Ekstrapolując dane o orientacji owych rys można wszakże przypuszczać, że ogromna większość uskoków przecinających masyw jest typu zrzutowo-przesuwczego, a tylko nikła ich część to uskoki zrzutowe lub przesuwcze.

ORIENTACJA ZESPOŁÓW SPĘKAŃ PRZECINAJĄCYCH GRANITOIDY

Jak już wspomniano, jedynym czynnikiem systematyzującym roboczo spękania masywu jest ich orientacja przestrzenna. Określenia: „podłużne”, „poprzeczne”, „skośne” nie są tu wystarczająco precyzyjne dla rozróżnienia poszczególnych zespołów spękań.

Granitoidy kudowsko-oleśnickie mają dobrze wykształconą foliację (Żelażniewicz 1977a). Obserwowane spękania spróbowano zatem odnieść do owej powszechnej struktury planarnej, związanej z ostatnimi fazami formowania się masywu. W tym celu wyróżniono w obrębie masywu cztery homogeniczne regiony (fig. 2). W każdym z nich powierzchnie foliacji granitoidów mają w przybliżeniu jednakową orientację (jednakowe azymuty biegów lub takie same

kąty zapadów). Orientację spękań i kliważy obserwowanych w tych regionach przedstawiono w ujęciu statystycznym na diagramach zbiorczych (fig. 3—6). Jeden diagram odpowiada jednemu regionowi.

Region I (fig. 3) charakteryzują dwa maksima (2,5%) — jedno o orientacji 90/70 i drugie dwudzielne o orientacji 10—190/90 i 350/80. Ponadto widoczne są trzy koncentracje wartości 1,5% o orientacji: 45/45, 150—330/90 i 260/80.

Statystycznie najczęstsze są zatem w regionie I strome spękania południkowe oraz strome spękania równoleżnikowe. Nieco rzadsze są strome spękania biegnące w kierunkach NW—SE i NE—SW oraz spękania biegnące NW—SE o umiarkowanym

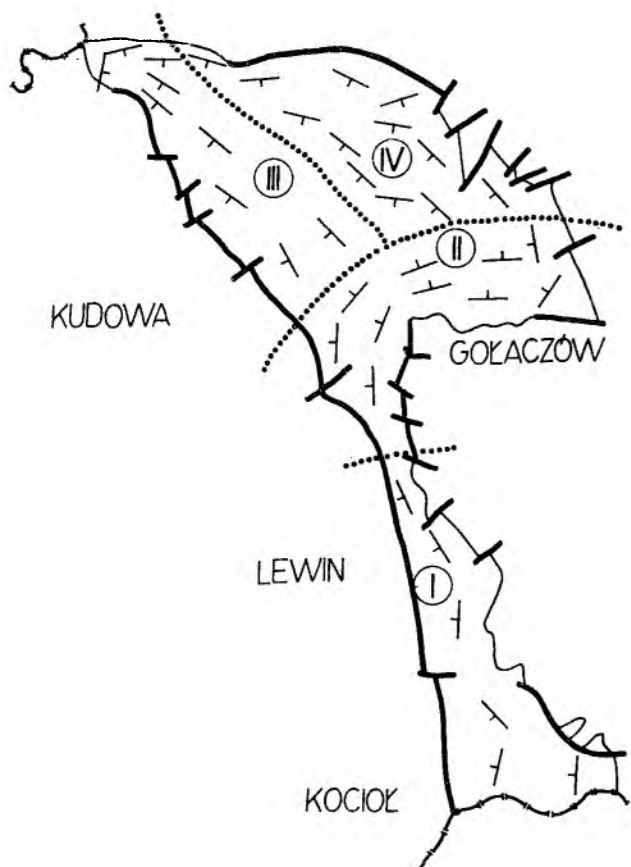


Fig. 2

Szkic tektoniczny masywu Kudowy--Oleśnic ilustrujący orientację powierzchni foliacji granitoidów oraz podział masywu na 4 regiony homogeniczne pod względem ułożenia foliacji. Orientację foliacji wyrażono konwencjonalnymi znaczkami biegu i zapadu; linie kropkowane oznaczają granice regionów ponumerowanych cyframi rzymskimi.

Tectonic sketch of the Kudowa--Oleśnice massif showing the orientation of the foliation of granitoids and division of the massif into four homogenous regions with respect to the position of this foliation.

Conventional symbols of dip and strike mark the foliation; dotted lines mark the boundaries of the individual regions numbered by Roman numerals.

zapadzie ku NE. W obrazie diagramu uderza stonkowo duża ilość spękań zapadających umiarkowanie w kierunkach: SE, NE, NW, W i SW.

Region II (fig. 4) charakteryzuje bardzo wyraźne maksimum o orientacji 45/50, odpowiadające koncentracji wartości 3%. Trzy maksima o koncentracji 2% mają orientację: 320/50, 260/50 i 230/60. W regionie tym wyraźnie zatem przeważają spękania zapadające umiarkowanie ku NE, o biegu NW--SE. Dobrze zaznaczone są zarówno strome spękania biegnące w tym samym kierunku, jak i nieco od nich rzadsze spękania pionowe o biegu NE--SW. Wyraźne są również dwa zespoły spękań, z których jeden zapada umiarkowanie ku NW przy biegu NE--SW, a drugi -- ku WSW (W) przy biegu NNW--SSE (N--S). Rzadsze nieco są spękania

biegnące NE--SW do E--W, a zapadające umiarkowanie ku SE i S oraz strome spękania biegnące NNW--SSE. W obrazie diagramu uderza grupowanie się spękań w zespoły o określonej orientacji przestrzennej.

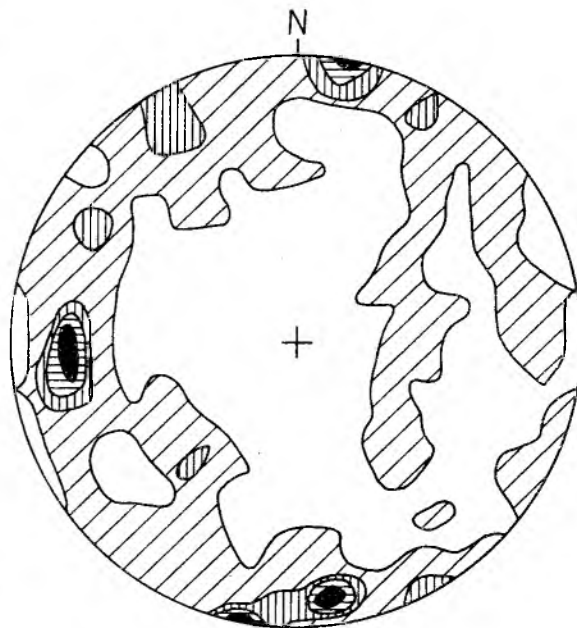


Fig. 3

Diagram ilustrujący orientację spękań w regionie I 598 pomiarów. Kontury: 3, 2,5, 2, 1, poniżej 1%. Dolna półkula siatki Schmidta. Diagram showing orientation of joints in the region I 598 measurements. Contours: 3, 2.5, 2, 1, below 1%. Lower hemisphere of Schmidt net.

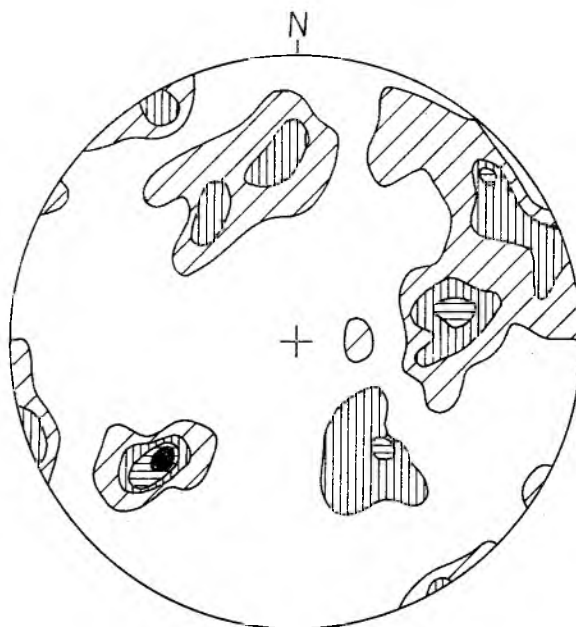


Fig. 4

Diagram ilustrujący orientację spękań w regionie II 1192 pomiary. Kontury: 3, 2, 1,5, 1%. Dolna półkula siatki Schmidta. Diagram showing orientation of joints in the region II 1192 measurements. Contours: 3, 2, 1.5, 1%. Lower hemisphere of Schmidt net.

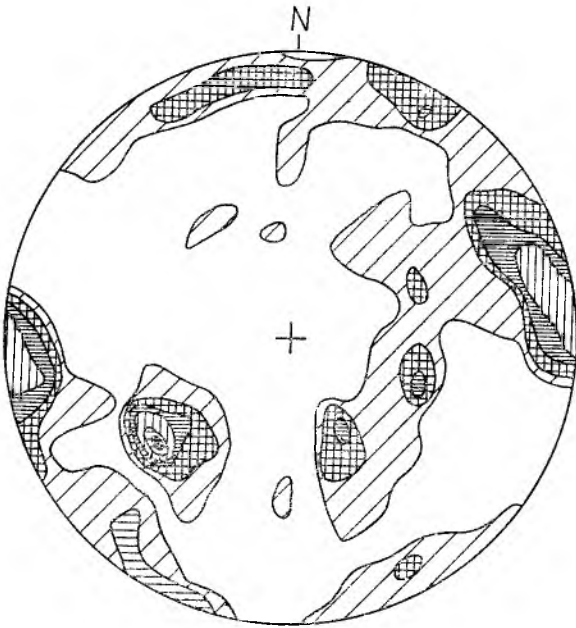


Fig. 5

Diagram ilustrujący orientację spękań w regionie III 1200 pomiarów. Kontury: 3, 2, 5, 2, 1, 5, 1, 0, 5%. Dolna półkula siatki Schmidta
Diagram showing orientation of joints in the region III 1200 measurements. Contours: 3, 2, 5, 2, 1, 5, 1, 0, 5%. Lower hemisphere of Schmidt net

Region III (fig. 5) charakteryzuje maksimum o wartości 3% i orientacji 50/50, a więc identyczne z najwyraźniejszym maksimum regionu II. Trzy maksima o koncentracji 1,5% mają orientację: 330/30, 210/80 i 290/40. Jeśli nie liczyć więc częstych stromych spękań NNW—SSE (NW—SE) to można przyjąć, że ilościowo przeważają w regionie III spękania o umiarkowanych zapadach ku NE, NW i WNW. Procentowo rzadsze, choć nie mniej wyraźne, są strome spękania biegnące NE—SW (do W—E).

Region IV (fig. 6) najlepiej charakteryzują pionowe spękania południkowe (koncentracja: 2,6%; orientacja: 90—270/90). Dwa maksima o koncentracji 2% mają orientację 110—290/90 i 220/70. Najpowszechniejsze zatem są w tym regionie strome spękania biegnące południkowo oraz w kierunkach NNE—SSW i NW—SE. Pozostałe spękania skał regionu IV reprezentują nieciągłości zapadające umiarkowanie ku SW i NE (bieg NW—SE) oraz ku NW (bieg NE—SW) i ku WNW (bieg NNE—SSW). Uderzający jest prawie zupełny brak stromych spękań NE—SW i NW—SE oraz znikoma ilość spękań zapadających umiarkowanie ku NE — tak charakterystycznych dla regionów II i III.

Z przedstawionej wyżej analizy wynika, że spękania masywu Kudowy—Oleśnic tworzą kilka zespołów o odmiennej orientacji przestrzennej. Jedne z nich reprezentują strome lub pionowe spękania o biegu: N—S, NNW—SSE, NNE—SSW, NW—SE,

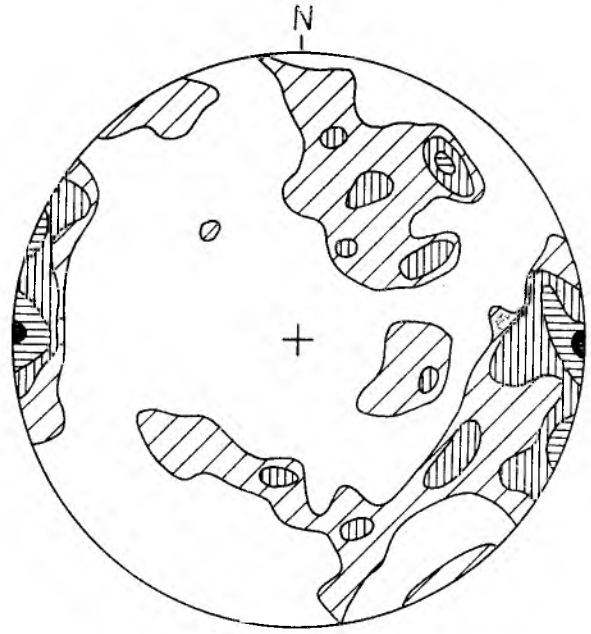


Fig. 6

Diagram ilustrujący orientację spękań w regionie IV 956 pomiarów. Kontury: 3, 2, 1, 5, 1%. Dolna półkula siatki Schmidta
Diagram showing orientation of joints in the region IV 956 measurements. Contours: 3, 2, 1, 5, 1%. Lower hemisphere of Schmidt net

NE—SW i W—E (WNW—ESE, WSW—ENE), inne reprezentują umiarkowanie zapadające spękania, biegnące głównie NW—SE, NE—SW, N—S (NNE—SSW lub NNW—SSE), znacznie rzadziej równoleżnikowo.

W trakcie prac terenowych zauważono, iż nie ma żadnego obiektywnego kryterium, które pozwoliłoby rozróżnić zaznaczone w statystycznym obrazie grupy spękań (stromych, rzadziej umiarkowanych), biegnących w kierunkach N—S, NNE—SSW, NNW—SSE oraz w kierunkach W—E, WNW—ESE i WSW—ENE. Wydaje się, iż tworzą one po prostu dwie grupy o dość znacznej dyspersji orientacji powierzchni ich spękań. Spękania jednej z tych grup biegną generalnie południkowo, drugiej zaś równoleżnikowo, przy czym pierwsza grupa jest znacznie wyraźniejsza. Na ogół, w poszczególnych odkrywkach zdecydowanie przeważają jednakowo zorientowane powierzchnie spękań którejs z tych dwóch grup. Wspomniana dyspersja uwiadcza się już w większych odświeżeniach lub w blisko siebie położonych skałkach. W takich wypadkach zamiast np. stromych spękań N—S pojawiają się nieco łagodniej nachylone spękania NNW—SSE, które w skałce leżącej opodal są znów zastępowane spękaniami NNE—SSW itd. Wobec powyższych trudności omawiane spękania zostały zatem przez autora potraktowane generalnie jako dwa zespoły: zespół N—S i zespół W—E. Wśród spękań przecinających granitoidy kudowsko-

-oleśnickie można zatem wydzielić 2 bardzo wyraźne zespoły spękań stromych (NW—SE, NE—SW), 4 równie wyraźne zespoły spękań zapadających umiarkowanie ku: NW, SE, NE, SW oraz 2 zespoły owych spękań w przybliżeniu południkowych i równoleżnikowych o zmiennych, raczej stromych, kątach zapadu. Wydzielone zespoły różnią się znacznie częstością i gęstością występowania, jednakże nie sposób wykazać jednoznacznej zależności między kształtem (wydłużeniem) masywu i ułożeniem foliacji a orientacją i gęstością pojawiania się spękań (fig. 3—6).

Wśród spękań zapadających pod umiarkowanymi kątami dominują zespoły o powierzchniach nachylonych ku NE i W. Są one znacznie częstsze od zes-

połów spękań zapadających ku SE, NW czy SW, w zupełnej mniejszości znajdują się spękania zapadające ku S, E lub N.

Warto podkreślić, że choć wszystkie wymienione powyżej zespoły zaznaczają się w obrazie poszczególnych diagramów, to diagramy te różnią się wyraźnie statystyczną konfiguracją owych spękań. Strome, południkowe i równoleżnikowe spękania pojawiają się głównie w regionach I i IV (choć w tym ostatnim brak jest równoleżnikowych), brak ich zupełnie w regionie II i są rzadkie w regionie III. Spękania zapadające umiarkowanie ku NE i rzadziej ku SW są bardzo częste w regionach II i III, natomiast prawie niespotykane w regionach I i IV.

SPĘKANIA W SKAŁACH OSŁONY METAMORFICZNEJ

W skałach metamorficznych NW części kopuły kłodzko-orlickiej stwierdzono istnienie trzech różnowiekowych systemów spękań związanych z orogenezą hercyńską (Żelaźniewicz 1977b). Systemy te, oznaczone symbolami S_4 , S_5 i S_6 , ujawniły się równocześnie z górnokarbońskim podnoszeniem i odprężeniem warwscyjskiego tektogenu (Żelaźniewicz 1977b). Spękania oraz zespoły spękań tworzących te systemy rozwijały się w tym czasie równoległe do wcześniej założonych powierzchni osłabień, będących penetratywnymi powierzchniami załomowymi (powierzchniami osiowymi fałdków załomowych) oraz równoległe do kierunków naprężeń szczątkowych, utrzymujących się w skałach po zaniku wywołujących je sił, za sprawą których utworzyły się także wspomniane fałdki załomowe. W poprzedniej pracy autora zawarte zostało uzasadnienie powyższej hipotezy (Żelaźniewicz 1976b). Oparte ono jest o sformułowaną przez Price'a (1959) teorię powstania spękań. Jednym z elementów owej teorii jest stwierdzenie, że mechaniczna interpretacja powstania spękań powinna być związana z analizą tych naprężeń, pod wpływem których zakładały się powierzchnie osłabień i po których pozostały w skałach naprężenia szczątkowe — decydujące dla procesu tworzenia się spękań. Ujawnienie się spękań jest zjawiskiem późniejszym, odbywającym się w innym polu naprężeń. Powszechna obecność w skałach metamorficznych Gór Orlickich fałdków załomowych trzech faz (F_4 — F_6) pozwoliła na ustalenie kolejności zakładania się wspomnianych wyżej systemów spękań (S_4 — S_6) i na odtworzenie pól naprężeń panujących w poszczególnych fazach ich zakładania się (Żelaźniewicz 1976b, 1977b). Spękania systemu S_4 zostały założone w fazie F_4 , spękania systemu S_5 w fazie F_5 , zaś spękania systemu S_6 w fazie F_6 . Wszystkie te spękania ujaw-

niły się jednak dopiero po fazie F_6 (Żelaźniewicz 1977b).

Spękania systemu S_4 są generalnie równoległe do powierzchni osiowych fałdków załomowych F_4 , nachylających się ku W i cechujących się północną lub północno-zachodnią asymetrią. Spękania te zapadają pod niewielkimi kątami ku SW.

System S_5 tworzą trzy zespoły spękań. Powierzchnie spękań jednego zespołu zapadają umiarkowanie ku NW, drugiego — ku SE. Oba te zespoły stanowią układ sprzężony i komplementarny. W ten sam sposób zorientowane są także powierzchnie osiowe fałdków załomowych F_5 , zanurzających się generalnie ku SW. System fałdków F_5 jest oczywiście złożony z dwóch komplementarnych, sprzężonych zespołów fałdków, które cechuje przeciwna asymetria (NW — przy powierzchniach osiowych zapadających ku SE i SE — przy powierzchniach osiowych zapadających ku NW). Trzeci zespół spękań systemu S_5 stanowią strome lub pionowe spękania o biegu NE—SW, równoległe do powierzchni osiowych fałdków z wybożenia, powstałych w fazie F_5 .

System spękań S_6 złożony jest z kilku zespołów spękań. Część spękań tego systemu należy do dwóch sprzężonych i komplementarnych zespołów spękań, które podkreślając powierzchnie osiowe sprzężonych, komplementarnych fałdków załomowych F_6 , zapadają pod małymi lub umiarkowanymi kątami ku NE i SW. Dwa inne sprzężone zespoły tworzone są przez strome spękania biegnące południkowo oraz równoleżnikowo lub w zbliżonych kierunkach (zapady ku W, E, NNE, SSW). Piąty zespół spękań systemu S_6 stanowią pionowe lub strome spękania o biegu NW—SE, zgodne z powierzchniami osiowymi fałdków z wybożenia, powstałych w fazie F_6 .

Trzy systemy spękań wyróżnione w skałach meta-

morficznych Gór Orlickich składają się zatem z dziewięciu zespołów spękań o różnej orientacji przestrzennej, o różnej gęstości i różnej częstości występowania. Reasumując, wspomniane skały przecięte są dwoma zespołami spękań zapadających ku SW, z których jedno nachylają się łagodnie, zaś drugie umiarkowanie (rozdzielenie obu zespołów oparte na różnicach w ich geometrycznych zależnościach w stosunku do fałdków F_4 i F_6); trzy zespoły spękań zapadają pod umiarkowanymi kątami ku NW, SE i NE; dwa zespo-

ły spękań pionowych (stromych) biegną w kierunkach NW—SE i NE—SW oraz dwa zespoły spękań ustawionych stromo lub zapadających umiarkowanie, które biegną w kierunkach południkowym i równoleżnikowym lub odchylonych od nich w granicach do 20°. Dwa ostatnie zespoły cechują się największą dyspersją biegunów spękań na diagramach statystycznych. Sytuacja ta jest wynikiem dość szczególnej historii rozwoju owych spękań (Żelażniewicz 1977b).

SPEKANIA W KRACH SKAŁ METAMORFICZNYCH

W obrębie masywu Kudowy—Oleśnic, szczególnie w części południowej i wschodniej, znajduje się wiele kier skał metamorficznych — głównie amfibolitów i łupków łyszczykowych formacji strońskiej (fig. 1). W większości zdają się one stanowić fragmenty dawnego dachu intruzji, zajmując w przybliżeniu tę samą pozycję przestrzenną, jaką miały przed intruzją granitoidów (Żelażniewicz 1977a). Skały owych kier zanotowały struktury fałdowe, jak i nieciągłe różnowiekowych faz deformacji, niczym nie różniące się od struktur obserwowanych w osłonie. Przestrzenną orientację spękań skał poszczególnych kier przedstawiono na figurze 7.

W amfibolitach występujących na SE od skrzyżowania dróg Pstrązna—Błędne Skały (fig. 7,1) wyraźne są strome spękania o biegach NE—SW i NW—SE oraz spękania zapadające pod umiarkowanymi kątami ku NW i NE, rzadziej ku SW i SE. Powierzchnie spękań zapadających umiarkowanie ku NW są równoległe lub pokrywają się z powierzchniami osiowymi fałdków załomowych o asymetrii SE, nachylających się ku SW, które pod każdym względem są identyczne z fałdkami F_5 wyróżnionymi w osłonie. Rozważane fałdy uznano zatem także za powstałe w fazie F_5 .

Amfibolity odsłaniające się na N od Darnkowa (fig. 7,2) notują strome spękania o biegu NE—SW, równoległe do przecinających tę krę uskoków. Często są także spękania zapadające stromo lub umiarkowanie ku NE i SW. Zarówno zespół stromych spękań o biegu E—W, jak i zespół spękań zapadających łagodnie lub umiarkowanie ku E i ENE są charakterystyczne dla skałek tego wystąpienia, lecz rzadko spotykane w skałach osłony.

Na NW od Darnkowa (fig. 7,3) występują amfibolity przecinane spękaniami o umiarkowanym zapadzie ku NE i SW, spękaniami o umiarkowanym lub stromym zapadzie ku NW i SE, a także spękaniami zapadającymi stromo ku WNW i ESE. Powierzchnie spękań zapadających umiarkowanie ku SE stanowią powierzchnie osiowe fałdków załomo-

wych o asymetrii NW, nachylających się ku SW. Wszystkie cechy tych fałdków są zgodne z fałdkami F_5 poznanymi w osłonie.

Powierzchnie foliacji amfibolitów niewielkiego wystąpienia położonego na SW od leśniczówki w Darnkowie (fig. 7,4), ujęte są w system gęstych fałdków załomowych, których powierzchnie osiowe zgodne są ze spękaniami zapadającymi pod umiarkowanymi kątami ku NW i SE. Fałdki te nachylają się ku SW, mają NW lub SE asymetrię (zależnie od orientacji powierzchni osiowych) i są identyczne z fałdami F_5 obserwowanymi w osłonie.

W amfibolitach występujących koło stacji uzdatniania wody w Dańczowie (fig. 7,5), obok spękań zapadających umiarkowanie w kierunkach NE, NW SW, dobrze widoczny jest zespół stromych spękań o biegach równoleżnikowych i zapadach ku S, SSE i SSW.

Amfibolity odsłonięte na wzgórzu ponad Gołaczowem (fig. 7,6) przecinane są spękaniami zapadającymi umiarkowanie ku SE, ENE, WSW.

Amfibolity z podkówkowatej kry położonej na E od Darnkowa (fig. 7,7) pocięte są spękaniami zapadającymi umiarkowanie i stromo ku NE, ENE, SSW oraz spękaniami, które pod średnimi kątami nachylają się ku SE. W amfibolitach soczewkowanego wystąpienia na N od Lewina (fig. 7,8) obserwuje się dwa bardzo wyraźne zespoły spękań o powierzchniach zapadających ku SE i NW. Rzadziej pojawiają się tu strome spękania o zapadach skierowanych ku SSW (do SW), E (do EES) i W (do WWS). Spękania zapadające ku SW są zgodne z powierzchniami osiowymi fałdków załomowych o S asymetrii. Fałdki te są identyczne z fałdkami F_5 istniejącymi w skałach osłony.

Spękania łupków łyszczykowych odsłoniętych w kamieniołomie koło Lewina (fig. 7,9) mają bardzo zmienną orientację i nie tworzą żadnego wyraźnego zespołu. Strome spękania, w przybliżeniu równoleżnikowe, są równoległe do licznych uskoków tnących skały masywu i osłony w okolicy Lewina.

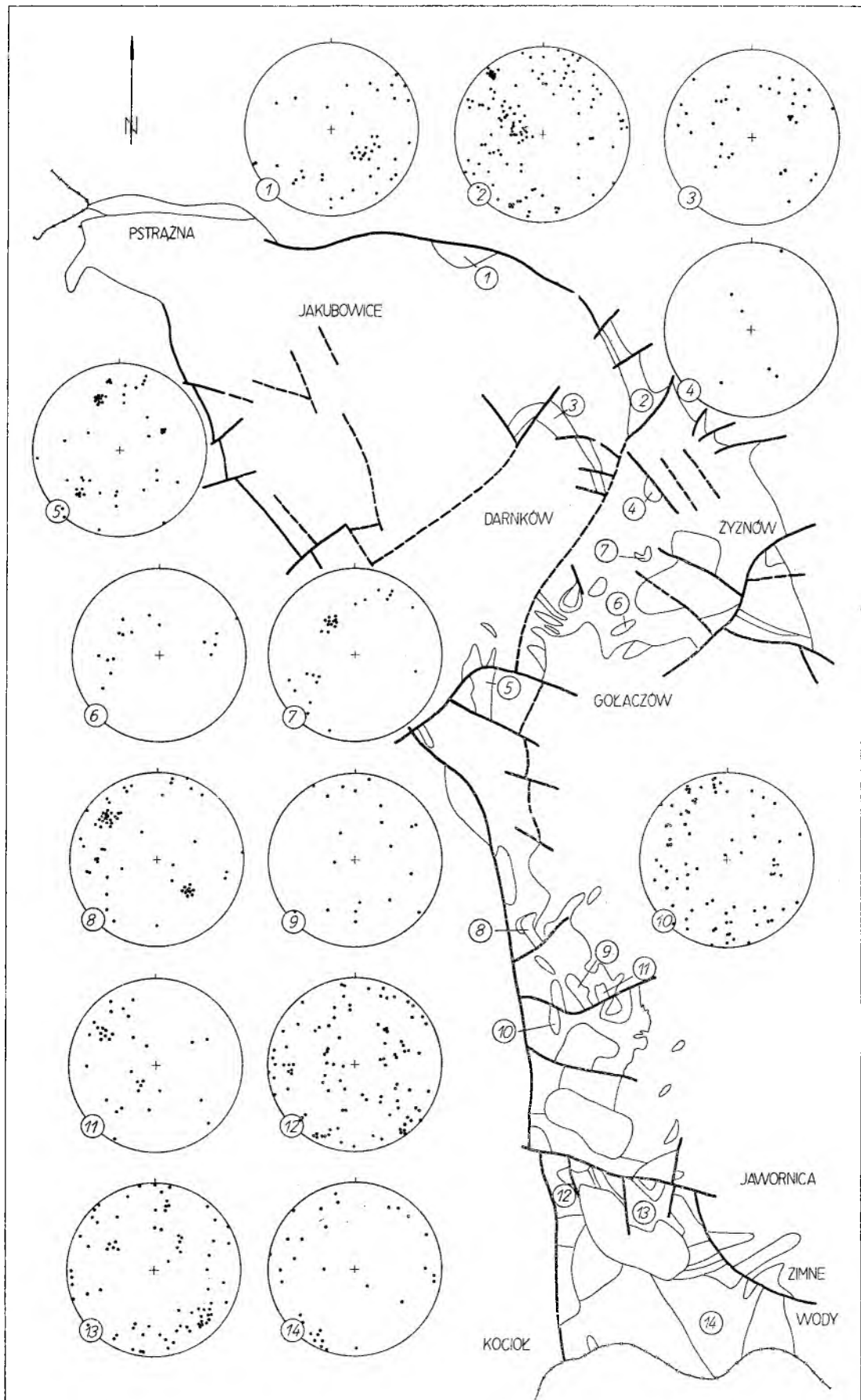


Fig. 7

Szkic tektoniczny masywu Kudowy—Oleśnic z naniesionymi diagramami ilustrującymi orientację spękań w krach skał metamorficznych

Wszystkie diagramy wykonano używając dolnej półkuli siatki Schmidta. Lokalizacja enklaw podana w tekście

Tectonic sketch of the Kudowa—Oleśnice massif with diagrams showing orientations of joints in the metamorphic rocks roof pendants

Lower hemisphere of Schmidt net. Details of localization of euclaves in the text

W amfibolitach odsłoniętych na wschodnim krańcu Lewina (fig. 7,10) znaleziono fałdki należące do zespołu struktur fazy F_4 (cf. Żelaźniewicz 1976) oraz zapadające łagodnie ku SW spękania, zgodne z ich powierzchniami osiowymi. Ponadto widoczne są tu spękania nachylone umiarkowanie ku SE, odpowiadające najprawdopodobniej systemowi S_5 . Dość wyraźne są także spękania o umiarkowanych zapadach ku W i E (do ENE) oraz strome spękania o biegach NW—SE, NE—SW i W—E.

W niedużej enklawie amfibolitów, położonej 200 m na E od kamieniołomu w Lewinie (fig. 7,11), wyraźnie rysują się dwa zespoły spękań o powierzchniach zapadających umiarkowanie lub łagodnie ku NE i SE. Foliacja tych skał ujęta jest w fałdki systemu F_4 .

Łupki łuszczkowe i amfibolity, pojawiające się w kilku odsłonięciach w pobliżu Lasku Miejskiego (fig. 7,12), przecinane są spękaniem zapadającym łagodnie i umiarkowanie ku NE (do E) i SW (do W) oraz dwoma zespołami spękań nachylonych pod średnimi kątami ku SE i NW. Oprócz nich liczne tu są strome spękania o biegach NW—SE i NE—

SW, a także spękania biegnące prawie równoleżnikowo i południkowo (zapady ku E).

Spękania obserwowane w małych wystąpieniach amfibolitów i łupków łuszczkowych z okolicy skrzyżowania dróg Zimne Wody—Jawornica—Lewin (fig. 7,13) należą głównie do zespołów o stromych zapadach i biegach NE—SW (do E—W) oraz NNW—SSE. Dobrze widoczny jest zespół spękań zapadających łagodnie ku SW i stanowiących powierzchnie osiowe fałdków F_4 — szczególnie wyraźnych w łupkach łuszczkowych. Żaden z wymienionych zespołów nie tworzy jednak w skałach tych wystąpień regularnej siatki spękań.

Podobna cecha charakteryzuje spękania obserwowane w amfibolitach odsłoniętych na zboczu Pańskiego Kopca (fig. 7,14). Przeważają tu strome spękania o biegach NW—SE i N—S, rzadziej NE—SW. Powierzchnie spękań zapadających umiarkowanie w kierunkach N lub SE są rzadkie, krótkie i pozbawione zwykłej dla tak zorientowanych przestrzennie zespołów regularności.

SPEKANIA W POKRYWIE OSADOWEJ

Osadową pokrywę części metamorficznych skał Gór Orlickich i granitoidów masywu Kudowy—Oleśnic stanowią utwory górnego karbonu, czerwonego spągowca i górnej kredy. W dzisiejszym poziomie intersekcyjnym pokrywa ta niemal całkowicie budowana jest przez skały górnej kredy.

Spękania piaskowców ciosowych tworzących główny grzbiet Gór Stołowych badane były przez Jerzykiewicza (1968). Z przedstawionych przez tego autora diagramów wynika, że w górnokredowych skałach depresji śródsudeckiej, występujących na N od masywu Kudowy—Oleśnic, widoczne są dwa bardzo wyraźne zespoły stromych spękań ciosowych biegnących w kierunkach NW—SE i NE—SW (w tych

samych zatem, co 7 spośród 9 zespołów spękań przecinających skały metamorficzne NW części kopuły kłodzko-orlickiej). Owe dwa zespoły stanowią układ ortogonalny, uzupełniany lokalnie mało wyraźnym trzecim zespołem pionowych spękań południkowych. Powstanie ortogonalnego ciosu w piaskowcach Gór Stołowych przypisuje Jerzykiewicz (Jerzykiewicz, *et al.* 1976) rozładowywaniu naprężeń gromadzących się w lityfikowanym osadzie w połu stressów planetarnych. Niemniej jednak, jest rzeczą bardzo prawdopodobną, iż mamy tu do czynienia z powtórzeniem w pokrywie osadowej głównych kierunków nieciągłości istniejących wcześniej w metamorficznym podłożu.

DYSKUSJA

Diagramy orientacji spękań (fig. 3—6) granitoidów kudowsko-oleśnickich potwierdzają, uderzająco już w czasie połowych obserwacji, brak zarówno regularnej i wyraźnej sieci spękań pionowych, jak i spękań połączonych. Charakterystyczny dla tych skał jest natomiast znaczny udział struktur nieciągłych o umiarkowanych kątach zapadu.

Dla porównania statystycznego obrazu orientacji spękań pomierzonych w poszczególnych rejonach masywu z orientacją tych spękań, które widoczne są w terenie jako duże ściany, o wymiarach nie mniejszych niż 5×5 m, wykonano diagram przestrzennego ułożenia takich wielkich ścian (fig. 8). Orientacja

ich jest różna, jednakże najczęściej powtarzają się ściany skalne o biegu NE—SW i stromych zapadach ku NW lub SE, ściany o biegu NW—SE i stromych zapadach ku SW oraz duże powierzchnie spękań zapadających umiarkowanie ku NE, SW, NW i SE. Strome ściany biegnące południkowo są znacznie rzadsze. Warto zauważyć, że generalnie pionowe ściany tworzą tu trzy zespoły identyczne przestrzennie z ciosem górnokredowych piaskowców Gór Stołowych.

Na osobnym diagramie przedstawiono orientację wszystkich stref kliważu zaobserwowanych w skałach masywu (fig. 9). Zdecydowanie najczęściej

pojawia się kliważ, którego powierzchnie zapadają stromo lub umiarkowanie ku SW, WSW lub W. Rzadsze są strefy kliważu nachylonego umiarkowanie ku NW, NE i SE. Najrzadziej występuje kliważ zapadający pod różnymi kątami ku S, czy też sporadycznie ku N.

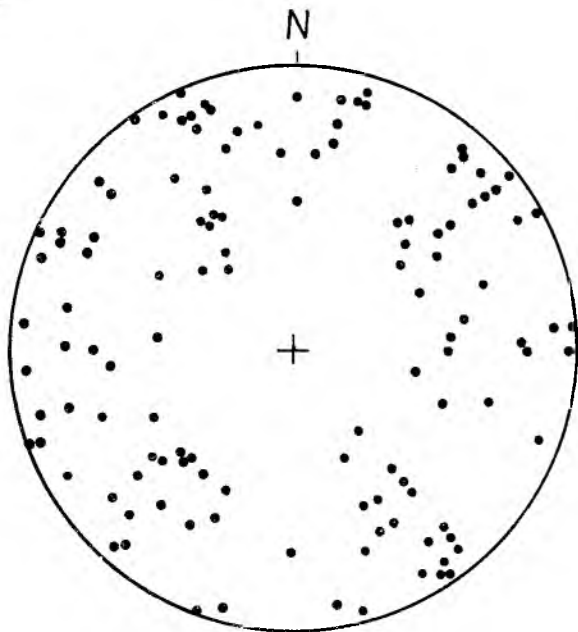


Fig. 8

Diagram przedstawiający orientację wielkich ścian skalnych

Dolna półkula siatki Schmidta

Diagram showing orientation of big joint faces

Lower hemisphere of Schmidt net

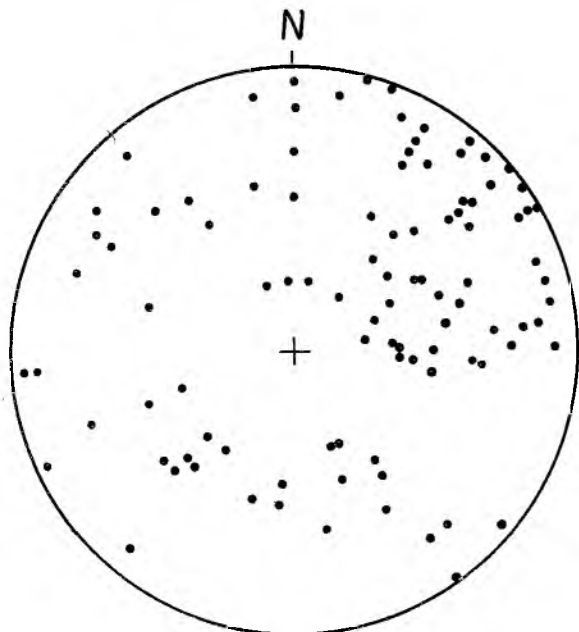


Fig. 9

Diagram przedstawiający orientację wielkich ścian skalnych

Dolna półkula siatki Schmidta

Diagram showing orientation of zones of cleavage recognized in the massif

Lower hemisphere of Schmidt net

Zbadano również, które powierzchnie spękań cechują się największą stałością występowania, tworząc w odkrywkach wyraźne zespoły widoczne jako regularnie powtarzające się powierzchnie o podobnej orientacji, dominujące w skałkach lub pewnych fragmentach masywu. Orientację tych spękań przedstawiono na diagramie (fig. 10), z którego wynika, że statystycznie przeważają tu zespoły struktur nieciągłych zapadających umiarkowanie ku SW, WSW, NW i NE. Spękania strome znacznie rzadziej tworzą wyraźne zespoły o dużej stałości występowania. Najczęstsze wśród nich są strome spękania o biegu NW—SE (do NNW—SSE). Rzadko natomiast można obserwować dobrze wykształcone zespoły spękań zapadających stromo lub umiarkowanie ku E lub W.

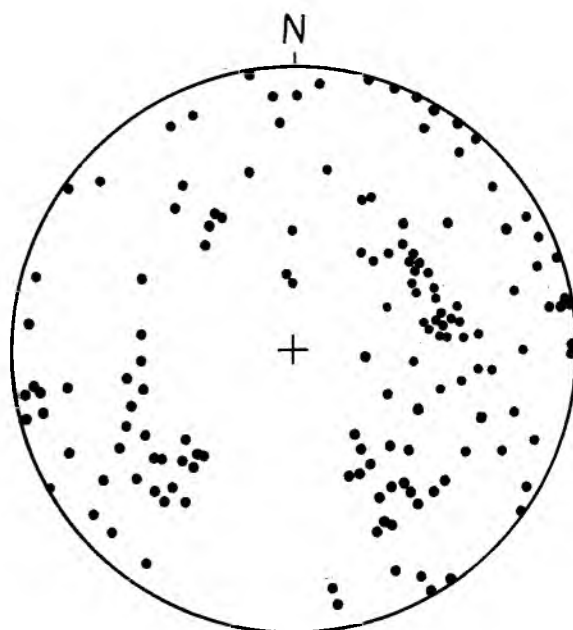


Fig. 10

Diagram przedstawiający orientację spękań gęstych zespołów dominujących w pojedynczych odsłonięciach lub grupach odsłonień i cechujących się dużą stałością występowania

Dolna półkula siatki Schmidta

Diagram showing orientation of the most persistent and regular joints

Lower hemisphere of Schmidt net

Diagramy na figurach 8—10 wskazują, że w skałkach masywu Kudowy—Oleśnic wyraźne, stale występujące zespoły spękań, wielkie ściany skalne i strefy kliważu tworzone są przez te struktury nieciągłe, których powierzchnie zapadają umiarkowanie lub stromo ku SW i WSW, biegnąc w kierunku NW—SE do NNW—SSE oraz struktury nieciągłe nachylone pod umiarkowanymi kątami ku NW, NE i SE. Godną podkreślenia cechą jest powszechna obecność (fig. 8—10) nieciągłości biegnących w kierunkach NW—SE i NE—SW (niezależnie od różnych kątów zapadu).

Struktury o biegach południkowych i równoleżnikowych stanowią zdecydowaną mniejszość w obrazie trzech ostatnio omawianych diagramów (fig. 8—10)

Z powyższego przeglądu wynika, że spękania granitoidów kudowsko-oleśnickich biegną dokładnie w tych samych kierunkach, co i spękania w skałach metamorficznych Gór Orlickich. Co więcej, każdy z 8 zespołów spękań istniejących w skałach masywu ma pod względem orientacji przestrzennej swój odpowiednik wśród zespołów spękań przecinających metamorficzną osłonę masywu. Co prawda, odpowiadające sobie zespoły spękań obu jednostek geologicznych mogą różnić się swymi cechami „wewnętrzny”, a więc gęstością, częstością i stałością występowania, przeciętną długością czy też odległością między sąsiadującymi spękaniami. Nie zmienia to jednak faktu generalnej przestrzennej zgodności powierzchni spękań w granitoidach i skałach metamorficznych. Spostrzeżenie to ma zasadnicze znaczenie dla interpretacji powstania spękań w masywie kudowsko-oleśnickim.

W centralnej, osiowej części masywu, tworzonej przez region II i III, dominują spękania zapadające umiarkowanie ku NE, przy statystycznie najczęstszej orientacji 45—50/50 (fig. 4,5). W obu regionach wyraźna jest ponadto obecność jeszcze trzech innych zespołów spękań o umiarkowanych zapadach w kierunkach SW (WSW), SE i NE. Te cztery zespoły spękań tworzą dwa sprzężone układy identyczne przestrzennie ze sprzężonymi i komplementarnymi układami spękań wchodzącymi w skład systemów S_5 i S_6 , które prześlędono w skałach formacji strońskiej i formacji Nového Města. Granitoidy regionu IV również wyraźnie zanotowały spękania o umiarkowanych zapadach ku SW (SSW) i NE (NNE), zgodne z orientacją powierzchni części spękań systemu S_6 wyróżnionego w osłonie. Struktury nieciągłe o podanej orientacji mają podrzędne znaczenie jedynie w regionie I (fig. 3). Regiony II, III i IV tworzą główną część masywu, różniącą się budową wewnętrzną od wąskiego i południkowo wydłużonego fragmentu stanowiącego region I (Żelaźniewicz 1977a). Pojawia się tu pytanie, czy owe podobieństwo układów spękań w obu jednostkach geologicznych jest przypadkowe, czy też determinowane jakimiś przyczynami zewnętrznymi. Dla rozważań nad spękaniami w masywie istotna staje się zatem kwestia wiekowego stosunku intruzji granitoidów do ostatnich faz regionalnych deformacji.

Z terenowych obserwacji wynika, iż przynajmniej południowa partia głównej części masywu (region II) wraz z jego osłoną, ujęte są w antyklinalny fałd nurzający się w kierunku NW, a więc tak jak fałdy F_6 w osłonie. Antyklina ta jest najprawdopodobniej

pochodzenia tektonicznego (Żelaźniewicz 1977a) i powstała w wyniku działania horyzontalnej kompresji wzdłuż linii NE—SW. W strukturę rozważanego fałdu wchodzi przede wszystkim łupki łyszczykowe formacji strońskiej, w których zachowały się drobne struktury tektoniczne pozwalające twierdzić, że fałdów powstał w fazie F_6 . Faza F_6 charakteryzowała się układem naprężeń o orientacji: $\sigma_1 = \text{NE—SW}$, $\sigma_2 = \text{NW—SE}$ i $\sigma_3 = \text{pionowy}$. Przy takiej właśnie orientacji naprężeń głównych zostały w skałach metamorficznych założone, równocześnie z fałdem Gołaczów—Kulin, sprzężone i komplementarne powierzchnie inicjalne późniejszych spękań systemu S_6 . Jeżeli widoczne w południowej partii głównej części masywu zafałdowanie jest, jak sądzi autor, przedłużeniem antykliny Gołaczów—Kulin, to można przypuszczać, że i w granitoidach głównej części masywu (o kształcie spłaszczonego bochenka) pod wpływem tych samych naprężeń także mogły zostać założone sprzężone i komplementarne powierzchnie inicjalne, przeradzające się następnie w spękania. Słuszność takiego rozumowania zdaje się być potwierdzona powszechnością występowania w granitoidach (fig. 3—6) spękań zapadających umiarkowanie ku NE i SW. Brak w tych skałach niepodważalnych dowodów bezpośrednich (sprzężonych i komplementarnych struktur fałdowych) nie pozwala jednakże na udowodnienie komplementarności owych spękań — zaś tę właśnie cechę wykazują identycznie zorientowane spękania w skałach metamorficznych.

Alternatywą powyższego wywodu jest przypuszczenie, że granitoidy intrudowały w istniejącą już strukturę fałdu F_6 , a spękania masywu, naśladując przestrzennie spękania w osłonie, są niejako odziedziczone. Przypuszczenie takie jest jednakże trudne do udowodnienia. Strefy kontaktowe masywu i metamorficznej osłony są aż z trzech stron zakryte młodszymi skałami osadowymi. W skałach metamorficznych nie znaleziono żadnych dowodów na powtarzanie się przemieszczeń o konsekwentnie przeciwnym zwrocie, wzdłuż przeciwnie nachylonych powierzchni spękań (miniuskoków) systemów S_5 i S_6 . Powtarzanie się tego rodzaju przemieszczeń, odbywających się w przybliżeniu prostopadle do linii przecięcia się komplementarnych powierzchni sprzężonych tych systemów, byłoby zaś nieuniknioną konsekwencją teoretyczną rozważanej hipotezy. Ponadto, objawy protoklasy granitoidów, wywołanej w innym polu naprężeń (o trójskośnej symetrii) niż to, w którym odbywały się deformacje fazy F_6 — symetria rombowa (Żelaźniewicz, 1977a), liczne wielkopromienne zafałdowania o osiach NW—SE, widoczne w głównej części masywu oraz struktury faz F_4 — F_6 zanotowane w krach skał metamorficz-

nych przemawiają raczej za odrzuceniem owego alternatywnego przypuszczenia. Znacznie lepiej uzasadniona, mimo iż ciągle nieco hipotetyczna, jest zatem interpretacja, w myśl której intruzja granitoidów kudowsko-oleśnickich wyprzedziła najmłodszą fazę (F_6) regionalnych deformacji skał osłony.

Więcej wątpliwości budzi zagadnienie wiekowego stosunku owej intruzji do piątej fazy (F_5) deformacji skał osłony. Duże różnice w stopniu symetrii układów naprężeń odpowiedzialnych za rozwój protoklasy w granitoidach i inicjację powierzchni nieciągłości systemu S_5 (rombowy układ naprężeń w fazie F_5) sugerują przypuszczenie, że faza F_5 odbyła się w badanym regionie już po intruzji głównej masy granitoidów. Za słusnością tego przypuszczenia przemawiają także inne dowody, niestety również pośrednie. Jednym z nich jest obecność w skałach masywu spekań zapadających umiarkowanie ku NW i SE, a więc przestrzennie identycznych ze sprzężonymi i komplementarnymi spekaniami systemu S_5 w osłonie.

Inny dowód związany jest z niewątpliwie dolno-permską, a najprawdopodobniej także i górnokarbońską (westfal-stefan) erozją masywu. Analiza kolejnych regionalnych układów naprężeń panujących w karbonie w badanym wycinku Sudetów Środkowych doprowadziła autora (Żelaźniewicz 1977b) do wniosku chyba najbardziej prawdopodobnego. Oto w górnym karbonie północno-zachodniej części kopuły kłodzko-orlickiej została znacznie izostatycznie wydzwignięta i doznała poorogenicznego odprężenia. W czasie owego odprężenia ujawnione zostały spekania, rozwinięte z wcześniej (dolny karbon) założonych powierzchni osłabień, zgodnych z kierunkami naprężeń szczątkowych, pozostałych po potężnych naprężeniach działających w regionach przyległych do bardzo szybko zapadającej się kulmowej depresji śródsudeckiej. Wydaje się, że gdyby intruzja granitoidów miała miejsce już po zaniku regionalnych deformacji (po F_6), to w takim wypadku nie powinno by się obserwować w skałach masywu spekań mogących „założyć” się jedynie w takich układach naprężeń jak te, które panowały w badanym regionie w czasie faz F_5 i F_6 . Co więcej, gdyby granitoidy poddane były tylko zanikającym i przewartościowującym się naprężeniom, związanym z końcowym podnoszeniem orogenu i gdyby w tym okresie rozwijały się spekania, to ze względów mechanicznych ich obraz musiałby być zupełnie odmienny od obserwowanego dzisiaj. Raczej trudno byłoby w tej sytuacji spodziewać się opisanej powyżej zgodności obrazów spekań w masywie i w osłonie. Można więc przypuszczać, że intruzja głównej masy granitoidów kudowskich nastąpiła przed piątą fazą deformacji regionalnych (F_5).

Trzeba tu jednak zaznaczyć, że nie znaleziono w skałach masywu bezpośrednich dowodów, świadczących o sprzężeniu i komplementarności zespołów spekań nachylonych umiarkowanie ku NW i SE. Spekania te przecinają się w granitoidach (podobnie zresztą, jak i w skałach metamorficznych) wzdłuż, w przybliżeniu, poziomych linii o biegu NE—SW. Brak na powierzchniach tych spekań rys ślizgowych, zgodnych z kierunkami ich zapadu, a prostopadłych do owych linii przecięć, nie pozwala na określenie zwrotu ewentualnego ruchu wzdłuż rozważanych spekań. Obserwowane niekiedy rysy wskazują tylko na generalnie poziome przemieszczenia, które nie mogą jednak mieć nic wspólnego z powstawaniem spodziewanego układu ścięć komplementarnych. Na istnienie tego rodzaju ścięć wskazuje jedynie sposób przecinania się powierzchni rozważanych spekań, który nie może być wszakże wystarczającym dowodem, pozwalającym na wyeliminowanie przypuszczenia, iż oba dyskutowane zespoły spekań założone zostały później niż spekania systemu S_5 w osłonie.

W wyniku powyższych rozważań autor skłania się ku tezie mówiącej, że spekania w granitoidach nachylone umiarkowanie ku NW, NE, SW i SE rozwijały się (i zakładały) równocześnie z odpowiadającymi im spekaniami systemów S_5 i S_6 w osłonie, oraz że granitoidy intrudowały przed piątą fazą (F_5) deformacji regionalnych. Jeżeli zaś wypowiedziane twierdzenie jest słuszne w odniesieniu do 4 ostatnio wymienionych zespołów spekań, to można sądzić, że i pozostałe 4 zespoły spekań, wyróżnione w granitoidach, rozwijały się tak jak odpowiadające im zespoły spekań w skałach metamorficznych.

Poczynając od fazy F_5 masyw i jego osłona ulegały tym samym naprężeniom. Nic więc dziwnego, iż w obu jednostkach geologicznych powstały nie tylko bardzo podobne zespoły spekań, ale i nawet identyczne struktury fałdowe.

Dla ilustracji zaproponowanej tezy przedstawiono statystycznie na diagramach orientację spekań w skałach metamorficznych, występujących w obszarach przyległych do masywu. Okazuje się, zgodnie z przewidywaniami, że obrazy spekań w obu jednostkach geologicznych są podobne. W granitoidach regionu I (fig. 3) w skałach metamorficznych przylegających do masywu od wschodu (fig. 11), dominują strome spekania o biegach generalnie południkowych i równoleżnikowych. W skałach metamorficznych dobrze są ponadto widoczne strome spekania biegnące NE—SW i NW—SE, stosunkowo rzadziej obserwowane w tej części masywu. W regionie II (fig. 4) i w obszarze doń przyległym (fig. 12) wyraźnie zaznaczone są strome spekania NW—SE, umiarkowanie nachylone spekania o biegu NE—SW



Fig. 11

Diagram ilustrujący orientację spękań w skałach metamorficznych przyległych do regionu I

520 pomiarów. Kontury: 2,5, 1,9, 1,3, 1,1%. Dolna półkula siatki Schmidta

Diagram showing orientation of joints in the metamorphic country rocks adjacent to the region I

520 readings. Contours: 2,5, 1,9, 1,3, 1,1%. Lower hemisphere of Schmidt net

i spękania, które zapadają umiarkowanie, biegnąc w kierunku NNW—SSE do N—S. To proste porównanie także przemawia na korzyść przedstawionej interpretacji.

Wydaje się, iż można z dużym prawdopodobieństwem założyć, że spękania w masywie i w osłonie miały wspólną historię rozwoju. Próba jej szczegółowej charakterystyki zawarta jest w jednej z wcześniejszych prac autora (Żełażniewicz 1977b). Idąc za przedstawionym tam rozumowaniem, trzeba przy-



Fig. 12

Diagram ilustrujący orientację spękań w skałach metamorficznych sąsiadujących z regionem II

1110 pomiarów. Kontury: 2,2, 2,3, 1,8, 1,3, 0,8%. Dolna półkula siatki Schmidta

Diagram showing orientation of joints in the metamorphic country rocks adjacent to the region II

1110 measurements. Contours: 2,2, 2,3, 1,8, 1,3, 0,8%. Lower hemisphere of Schmidt net

jąc, że sprzężone spękania, biegnące w kierunkach zbliżonych do równoleżnikowych i południkowych, a nachylone dość stromo lub umiarkowanie, wywodzą się zarówno w osłonie, jak i masywie ze sfałdowanych w czasie fazy F_6 powierzchni osłabień wytworzonych w skałach już w fazie F_5 . Po pewnych modyfikacjach, w okresie poorogenicznego odprężenia, owe osłabienia przerodziły się w istniejące dziś spękania.

WNIOSKI

1. Orientacja przestrzenna spękań w granitoidach masywu Kudowy—Oleśnic jest bardzo podobna do orientacji spękań w metamorficznych skałach Gór Orlickich, otaczających ów masyw. Spośród 9 zespołów spękań, wyróżnionych w metamorfiku, aż 8 ma swoje odpowiedniki w 8 zespołach spękań stwierdzonych w granitoidach.

2. Obecność w granitoidach fałdów i spękań o geometrii i orientacji przestrzennej identycznej z geometrią oraz orientacją spękań i fałdów fazy F_6 w osłonie sugeruje tożsamość i jednoczesność powstania tych struktur w obu jednostkach geologicznych. Antyklina Gołaczów—Kulin jest megaskopowym fałdem F_6 widocznym zarówno w masywie,

jak i w osłonie. Fałdy F_6 w osłonie są najprawdopodobniej wieku wczesnogórnokarbońskiego (Żełażniewicz 1977b).

3. Szczegółowa analiza zebranych obserwacji pozwala sądzić, że poczynając od fazy F_5 masyw granitoidowy i jego osłona poddane były tym samym naciskom tektonicznym i wspólnie ulegały sztywnym odkształceniom w warunkach tych samych układów naprężeń. Historia rozwoju spękań w masywie była identyczna z historią powstawania spękań w całym regionie, czyli w NW części kopuły kłodzko-orlickiej.

4. Podobieństwo obrazów spękań obserwowanych w skałach metamorficznych i plutonicznych stanowi potwierdzenie wysuniętej poprzednio tezy

(analiza ułożenia foliacji w granitoidach; Żelaźniewicz 1977a) o niewielkiej grubości bochenkowatej masy granitoidów kudowsko-oleśnickich, intrudujących bocznie pomiędzy skały formacji strońskiej, które stały się zarówno dachem, jak i podłogą owej intruzji. Wydaje się, że powstanie tak podobnych obrazów spękań w domenach różnych przecięz reologicznie mogło mieć miejsce chyba tylko wtedy, gdy masa granitoidów była znikoma w stosunku do otaczających ją skał osłony i reagowała na naprężenia w zasadzie tak, jak cała osłona metamorficzna. Naprężenia te — w badanej partii Sudetów — związane były z rozwojem kulmowego i górnokarbońskiego zbiornika depresji śródsudeckiej, przejawiającym się, między innymi, bardzo szybkimi ruchami pionowymi o przynajmniej kilkukilometrowych amplitudach.

5. Przewaga w granitoidach kudowsko-oleśnickich spękań zapadających umiarkowanie, a w każdym razie znacznie odchylonych od pionu, wyklucza

zastosowanie tu nie tylko klasycznej — podanej przez Cloosa (1925) — interpretacji rozwoju spękań w masach plutonicznych, ale wyklucza również przypuszczenie, że spękania w masywie Kudowy—Oleśnic powstały równocześnie z pionowym ortogonalnym ciosem w pokrywie górnokredowej. Obecność tylko pionowych spękań w skałach górnej kredy, o biegach równoległych do biegów nieciągłości w podłożu, przemawia raczej za hipotezą, iż blokowe ruchy podłoża spowodowały w pokrywie powstanie pionowych spękań, o biegach zgodnych z kierunkami nieciągłości istniejących w owym podłożu.

6. Różnorodna orientacja (przy przewodzie żył NW—SE) cienkich, wiśniowych żył kwarcowego mikroporfiru pozwala wnosić, że otwieranie się szczelin zgodnych ze spękaniami poszczególnych zespołów było bliskie w czasie i być może niewiele późniejsze od ujawnienia się owych spękań, przypisywanego przez autora odprężeniu, którego doznał podnoszący się w górnym karbonie orogen.

LITERATURA

- CLOOS H., 1925: Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- HODGSON R. A., 1961: Regional study of jointing in Comb Ridge-Navajo mountain area, Arizona and Utah. *AAPG Bull.*, vol. 45, nr 1.
- JAROSZEWSKI W., 1963: Przyczynek do polskiej terminologii tektonicznej. *Prz. geol.*, nr 2.
- JERZYKIEWICZ T., 1968: Uwagi o orientacji i genezie ciosu w skałach górnokredowych niecki śródsudeckiej. Remarks on the origin and orientation of joints in the Upper Cretaceous rocks of the Intrasudetic Basin. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- JERZYKIEWICZ T., MIERZEJEWSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., 1976: Joint and fracture patterns in basement and sedimentary rocks in the Sudetes Mountains. [in:] Proceedings of the First Inter. Confer. on the New Basement Tectonics. *Utah Geol. Assoc. Publication*, no. 5.
- MAJEROWICZ A., 1972: Masyw granitowy Strzegom—Sobótka. Studium petrologiczne. Of the petrology of granite massif of Strzegom—Sobótka. *Geol. Sudetica*, vol. 6.
- MIERZEJEWSKI M., 1973: Tektonika granitu Karkonoszy (mpis). Typescript of thesis for doctor's degree. Wrocław.
- PRICE N. J., 1959: Mechanics of jointing in rocks. *Geol. mag.*, vol. 96, no. 2.
- WOJCIECHOWSKA I., 1975: Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. Tectonics of the Kłodzko—Złoty Stok granitoid massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 2.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1976a: Tectonic and metamorphic events in the Polish part of the Orlickie Mts. Zjawiska tektoniczne i metamorficzne w polskiej części Gór Orlickich. *Geol. Sudetica*, vol. 11, nr 1.
- 1976b: On the possibility of application of kink bands to fracture analysis. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. de la Terre*, vol. 24, no 2.
- 1977a: Granitoidy masywu Kudowy—Oleśnic. Granitoids of the Kudowa—Oleśnice massif. *Geol. Sudetica*, vol. 12, nr 1.
- 1977b: Rozwój spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich. Development of fracturing in metamorphic rocks of the Góry Orlickie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 47, z. 2.

Andrzej ŻELAŻNIEWICZ*

REMARKS ON JOINTS IN GRANITOIDS OF THE KUDOWA—OLEŚNICE MASSIF, SUDETES

ABSTRACT: This paper deals with 8 joints sets cutting Hercynian granitoids of the Kudowa—Oleśnice massif. Examined were tectoglyphs, statistical orientation of joint surfaces, and joint pattern. Individual joint sets were featured and their geometrical interrelationships described. Metamorphic rocks of the roof pendants and metamorphic rocks of the massif envelope recorded the same sets of joints and kink folds. Joints in the granitoids any joints in the country rocks display identical spatial orientation, though they differ in their density, frequency, persistence as well as average length

and average spacing. These observations considered in the light of previous structural and petrotectonic investigations, allowed to conclude that the small, flat-lying body of the Kudowa—Oleśnice granitoids had been formed before the two last deformational phases recognized in rocks enveloping the massif. Thus during the two youngest episodes of regional deformations, both the massif and its cover were affected by the same stresses and yielded in common through the development of similar brittle structures.

Summary

INTRODUCTION

Northwestern part of the Kłodzko—Orlica dome is built of rocks of two major lithostratigraphic units called the Stronie formation and the Nové Město formation. The Kudowa—Oleśnice granitoids intruded at the boundary zone of these units (fig. 1). The massif is cut by joints dipping mostly at

moderate angles and oriented much in the same way as joints recognized in the metamorphic country rocks. The present paper attempts to analyse and explain this rather uncommon situation.

GENERAL CHARACTERISTICS OF THE KUDOWA—OLEŚNICE MASSIF AND ITS COUNTRY ROCKS

Mica schists and amphibolites of the Stronie formation as well as Nové Město phyllites were affected by six deformational phases during Hercynian orogeny (Żelaźniewicz 1976a, 1977b). The main deformation and metamorphism were connected with the three oldest phases (F_1 — F_3). They effected isoclinal structures which were later subjected to F_4 diagonal refolding. F_4 kink folds had northern asymmetry, plunged westwards, and their axial planes (S_4) dipped gently to SW. During F_5 phase, the penetrative conjugate and complementary kink folds, trending SW—NE, were developed; their axial planes (S_5) dipped at moderate angles to NW and SE. F_5 phase effected minor buckled folds also. The last deformational phase (F_6) effected both the meso- and megascopic buckled folds trending NW—SE and the conjugate comple-

mentary kink folds which also run in the NW—SE direction.

The Kudowa—Oleśnice massif was built of two granitoid varieties slightly differing in their age (older — tonalites and less acid granodiorites, younger — more acid granodiorites and granites). The older variety, occurring in southern part of the massif, was emplaced as multiple sills parallel to the foliation of the country rocks. The younger granitoids forming the main, northern part of the massif, were developed as a thin, flat-lying body floored and roofed by the Stronie formation rocks. Numerous roof pendants were recognized in this part of the massif. The granitoids were probably consolidated after the F_4 but before the F_5 and F_6 phases of the regional deformations (Żelaźniewicz 1977a).

DESCRIPTION OF DISCONTINUOUS STRUCTURES CROSS-CUTTING THE MASSIF

JOINTS

The fracture pattern observed in the discussed massif differs considerably from those recognized in other Sudetic massifs (Cloos 1925; Majerowicz 1972; Mierzejewski 1973; Wojciechowska 1975). A great many fractures in the Kudowa—

Oleśnice granitoids dips at the moderate angles to various directions. The fractures having similar spatial orientation form a joint set. Surfaces of the joints belonging to different sets do not differ substantially. Nearly all the joint surfaces are commonly even; fringes, plumose or radial structures are rare. Scarcity of such structures is due to coarse grain of the granitoids.

* Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, 50—205 Wrocław, ul. Cybulskiego 30.

Much of fracture surfaces is slightly waved, thus their strikes vary within the limit of several degrees. Average length is 2–4 m (ranges from several tens centimetres to several metres). Average spacing is 80–120 cm (ranges from several millimetres to several metres).

CLEAVAGE

In the Kudowa—Oleśnice granitoids, numerous zones occur in which fractures are very closely spaced (at every several millimetres). Such zones are as wide as several centimetres to several metres. These closely spaced parallel fractures may be referred to as fracture cleavage, or to avoid any genetic implications, one can call them merely „cleavage”. The observed cleavage planes are even and parallel to the large regular joints cutting the rocks in the vicinity of the cleaved zones. Statistical orientation of cleavage planes do not differ from that of joints. The cleavage planes dip at the moderate angles to NW, SE, SW, and NE (fig. 9).

ORIENTATION OF JOINTS IN GRANITOIDS

In order to recognize whether the spatial position of joints depends or not upon the orientation of the penetrative planar structures in granitoids, the massif has been divided into 4 homogenous regions (fig. 2), each region being characterized by the uniform orientation of the penetrative foliation surfaces. The orientation of joints and cleavage planes observed in these regions, is statistically presented in synoptic diagrams (figs. 3–6). Each diagram refers respectively to one of the four regions.

No clear relationship has been discovered to exist between joint orientation and position of the foliation in the granitoids; the attitudes of joints cannot satisfactorily be referred to the geometry of the massif either. Nevertheless, it is seen well, both in the field and diagrams, that the Kudowa—Oleśnice massif is cut by several distinct joint sets distinguished on the basis of their relationship to the geographical co-ordinates. Some sets are represented by steep joints running in the NW—SE, NE—SW, or approximately in the N—S and W—E directions. The others sets include moderately dipping joints which strike mostly in the NW—SE, NE—SW, N—S, and rarely in the approximate W—E direction.

No reliable criterion has been found to differentiate the groups of the steeply or moderately dipping joints which run

FAULTS

The Kudowa—Oleśnice massif is cut by numerous faults (fig. 1); unfortunately they cannot be observed directly. The fault zones bordering the massif on the west and north are accompanied by breccias and mylonites. Southern part of the massif is cross-cut mostly by the WNW—ESE step faults. The main part of the massif is transected by the NW—SE and NE—SW trending faults. The sense of movements along the NW—SE faults was variable (sinistral and dextral) whereas the NE—SW faults were characterized only by sinistral displacements. The majority of the discussed faults dips steeply and represents a category of the secondary faults following the pre-existing joints which were developed in the stress fields independent of those responsible for faulting. Thus, their origin and mechanics are hard to be interpreted and they are not discussed in the present paper.

in the following directions: N—S, NNE—SSW, NNW—SSE and W—E, WNW—ESE, WSW—ENE. During the field works, one can easily notice that, for example, the N—S trending joints that dominate in any given exposure, are absent from the neighbouring exposure in which the less steep NNW—SSE joints prevail; the latter joints may, in turn, be “replaced” in the next crag by the NNE—SSW fractures. All these roughly meridional joints behave like representatives of one set characterized by remarkable scatter of orientation of the joints involved. The same is true about the joints striking approximately in the W—E directions. Therefore, all the last mentioned fractures have, in general, been divided into two sets, namely the N—S set and the W—E one.

Accordingly, the Kudowa—Oleśnice granitoids are cross-cut by 8 joint sets: 2 very distinct sets of steep fractures (NW—SE, NE—SW), 4 not less distinct sets of moderately dipping (to: NW, SE, NE, SW) fractures, and 2 sets of fractures striking approximately in the W—E and N—S directions and having variable dips. These sets differ in their frequency and density. Among the moderately dipping joints, those inclined to NE and W are the most common. Slightly less frequent are fractures dipping to the SE, NW, or SW directions. Quite rare are fractures dipping to S, E, or N.

JOINTS IN THE METAMORPHIC COUNTRY ROCKS

Three joint systems of slightly various age, referred, to as S_4 , S_5 , and S_6 were recognized in the metamorphic rocks of the northwestern Kłodzko—Orlica dome. These joints were initiated along the planes of weaknesses which were concordant with and parallel to the penetrative kink planes and parallel to the directions of the residual stresses remaining in the rocks after the kinking had ceased. The dissipation of those stresses during the Upper Carboniferous uplift and unloading of Hercynian tectogene, gave rise to the formation of the actual joints following the pre-existing planes of weaknesses. The above hypothesis was discussed previously (Żelaźnicz 1976b, 1977b). Now it should be mentioned that the sequence of initiation of jointing in the Góry Orlickie metamorphic rocks was related to the successive phases of kink fold production (F_4 — F_6). Accordingly, the joints of the S_4 system were initiated during F_4 deformational phase, the

S_5 joints — in the F_5 phase, and S_6 joints — in F_6 phase of the regional deformations. But all the joints did not become actually existing until F_6 stresses vanished and the whole tectogene started uplifting.

S_4 joints are, in general, parallel to the axial planes of F_4 kink folds, and dip gently to SW.

The system of S_5 joints is composed of three joint sets. The first set joints dip moderately to NW whereas joints of the second set dip moderately to SE. Both sets are parallel to the respective axial planes of the F_5 conjugate and complementary kink folds, thus the joints are considered as conjugate and complementary too. The third set is represented by steep joints running in the NE—SW direction, parallel to axial planes of F_5 buckled folds.

The system of S_6 joints is composed of several sets. Two sets are recognized as conjugate and complementary as joints

of these sets dipping respectively to NE and SW, are parallel to axial planes of F_6 conjugate and complementary kink folds. Another two conjugate joint sets (no proof of their contemporaneity) are represented by fairly steeply or moderately dipping joints which strike approximately in the N-S and W-E directions. The fifth set includes steep or vertical joints

trending NW-SE, which are parallel to the axial planes of F_6 buckled folds.

The development of these nine joint sets was featured in details in the earlier paper by the present author (Żełaźniewicz 1977b).

JOINTS IN METAMORPHIC ROCKS ROOF PENDANTS

Amphibolites and mica schists occurring mostly in southern and eastern parts of the Kudowa-Oleśnice massif, represent chiefly various fragments of its initial roof. These roof pendants occupy roughly the same spatial position with respect to the country rock as they had before a granitoid intrusion. Metamorphic rocks of such pendants recorded both fractures and

kink folds identical with those recognized in the metamorphic country rocks, produced during the successive phases of regional deformation.

Spatial orientations of the fractures observed in the roof pendants are illustrated in figure 7.

JOINTING IN SEDIMENTARY COVER

Crystalline rocks of the northwestern Kłodzko-Orlica dome are in part hidden beneath Upper Carboniferous, Rotliegendes, and Upper Cretaceous rocks. The latter are the most wide-spread. Two very distinct sets of the vertical orthogonal NW-SE and NE-SW joints were recognized in the Upper Cretaceous cover by Jerzykiewicz (1968). These two sets are locally accompanied by the third one striking meridionally. Thus their trends are identical with those of the nine joint

sets cutting the metamorphic rocks of the Góry Orlickie. The origin of this orthogonal joint system was accounted for by the dissipation of the stresses stored in the lithifying sediments, under control of the planetary stresses (Jerzykiewicz *et al.* 1976). It seems, however, to be more probable that jointing of the sedimentary cover was due to the upward propagation and repetition of the main directions of discontinuities yet pre-existing in the metamorphic basement.

DISCUSSION

The lack of the regular network of vertical and horizontal joints in the Kudowa-Oleśnice granitoids, is confirmed by the diagrams illustrated in figures 3-6. Instead, the massif is cross-cut by a lot of moderately dipping joints.

A lot of joints cutting the granitoids appears as great walls. The orientation of those not smaller than 5×5 m is illustrated in fig. 8. The orientation of cleavage planes is presented in fig. 9. Fig. 10 illustrates the orientation of these fractures which display the greatest persistence and form a distinct set prevailing in a given exposure or in its part.

The above comparison indicates that in the discussed granitoids, the big joint faces, cleavage zones, and the most persistent and regular joints, are represented by these fractures whose surfaces dip steeply or moderately to SW and WSW as well as by the discontinuities inclined at the moderate angles to NW, NE, SE. Hence, statistically dominate the fractures trending in the NW-SE and NE-SW directions.

Accordingly, the joints in the Kudowa-Oleśnice granitoids strike just in the same directions as the joints in the Góry Orlickie metamorphic rocks. Every joint set recognized in the massif has its spatial counterpart in one of the sets cutting the metamorphic country rocks, though the respective sets may differ from one another in their density, frequency, persistence, average length and spacing. Nevertheless, the spatial orientation of joints in the granitoids is identical with that of joints in the metamorphic cover. This observation has the great significance for interpretation of the origin of jointing in the discussed massif.

One can easily notice that the four sets of the moderately inclined joints form, in the massif, two conjugate systems which may be referred to the complementary, conjugate fractures of the S_5 and S_6 systems of joints cutting the country rocks. The question is, however, whether the questioned sets

were developed in the both geological units contemporaneously and under the same tectonic conditions, or not.

In his previous paper, the present author (Żełaźniewicz 1977a) suggested that the main part of the flat-lying Kudowa granitoids and the country rock were in common megascopically folded on the steep NW-SE axial plane. The small tectonic structures recorded in the metamorphic rocks, provided the evidence that this anticlinal fold was developed during F_6 phase (at least in the envelope). The stress field in F_6 phase was such that σ_1 and σ_2 were horizontal and σ_3 vertical ($\sigma_1 =$ NE-SW, $\sigma_2 =$ NW-SE). In the very stress field, contemporaneously with the questioned fold (Kulin-Gołaczów anticline), were initiated, in the metamorphic rocks, the conjugate and complementary planes of weaknesses which later were transformed into the actual S_6 fractures. Thus, if the massif and its envelope were really involved in the same F_6 fold, one can expect that the identically oriented conjugate joints in the granitoids must have been initiated under the same stresses.

An alternative hypothesis assumes that the granitoids were emplaced parallel to the folded foliation of the metamorphic rocks which were earlier affected by F_6 folding. Jointing of the massif was to be inherited from the country rock. This hypothesis, however, is hard to be proved as even scarce field data do not favour it. Moreover, it was ascertained that the granitoids yielded to protoclasia in the highly triclinic stress regime (Żełaźniewicz 1977a) whereas the F_6 (and F_5) stress field had the orthorhombic symmetry. Besides, the penetrative foliation of granitoids was gently folded around the NW-SE axes (as F_6 axial direction) and the roof pendants recorded the kink folds of F_5 and F_6 regional phases. Therefore, the present author rejects this alternative hypothesis and claims that the Kudowa-Oleśnice granitoids intruded before F_6 phase.

If the granitoids had been emplaced after the regional deformations, the massif would have been able to yield through the development of joints oriented like those initiated in the stress field of F_5 and F_6 phases. Moreover, if the granitoids had been subjected merely to the vanishing stresses connected with the final uplift of the tectogene and if the massif had been jointed in the very time, the resulting joint pattern would have for mechanical reasons been quite different from that actually observed. Thus, one would not have been able to expect any remarkable agreement between jointing in the massif and jointing in the envelope.

Accordingly, the present author assumes that the Kudowa—

Oleśnice granitoids must have been emplaced before the two last phases (F_5 and F_6) of the regional deformations affecting the northwestern Kłodzko—Orlica dome. Since the F_5 phase both the massif and its envelope suffered the same deformational episodes. Thus, the history of jointing of the massif must have been identical with the history of jointing in metamorphic rocks, featured in details previously (Żelazniewicz 1977b).

It is worthy to mention that the joint pattern recognized in the metamorphic country rocks which adhere to the I and II regions of the massif, is, in general, similar to the joint patterns observed in these regions (figs. 3, 4, 11, 12).

CONCLUSIONS

1. The spatial orientation of joints in the Kudowa—Oleśnice granitoids is very similar to that of joints cutting the metamorphic country rocks. Eight of the nine joint sets occurring in the latter rocks have their geometrical and spatial counterparts in the eight joint sets recognized in the massif.

2. The presence, in the massif, of the folds and fractures displaying the geometry and spatial orientation identical with the geometry and orientation of the fractures and folds of F_6 phase in the country rocks, suggests that all these structures were developed contemporaneously and due to the same external reasons.

3. The granitoid massif (after its consolidation) and its country rocks were subject to the same tectonic stresses of the two last phases of regional deformations (the Lower and early Upper Carboniferous) and in common yielded through the development of nearly identical brittle structures.

4. Fracture analysis confirms the present author's pre-

vious view assuming that the main part of the massif was formed as a thin, flat-lying body which was floored and roofed by the Stronie formation country rocks. The insignificant plutonic mass appearing among the huge pile of metamorphic rocks was deformed owing to the common regional stresses just in the same way as these country rocks did.

5. The fracture pattern recognized in the massif allows to reject the classical Cloos's interpretation of joints in the plutonic massifs and to criticize the view stating that the Kudowa—Oleśnice granitoids were jointed contemporaneously with the Upper Cretaceous cover.

6. Variable orientation of the thin quartz microporphyry dikes crosscutting the massif seems to suggest that the „openings” of the individual joint sets were not too distant in time as all the newly formed fissures were penetrated by the same solutions regardless the orientation of these fissures.