

Irena WOJCIECHOWSKA

TEKTONIKA KŁODZKO-ZŁOTOSTOCKIEGO MASYWU GRANITOIDOWEGO I JEGO OSŁONY W ŚWIETLE BADAŃ MEZOSTRUKTURALNYCH

SPIS TREŚCI

Streszczenie	61
Wstęp	62
Położenie i granice kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego	63
Rys historyczny rozwoju badań geologicznych	65
Zakres i metodyka badań	69
Charakterystyka budowy geologicznej osłony masywu	71
Metamorfik łądecko-śnieżnicki	71
Skały metamorficzne	71
Stroński kompleks suprakrystalny	71
Kompleks infrakrystalny	72
Skały osadowe	73
Skały granitoidowe	73
Charakterystyka następstwa czasowego oraz stylu deformacji serii skalnych metamorfiku łądecko-śnieżnickiego	74
Metamorfik kłodzki	77
Struktura bardzka	79
Ostańce denudacyjne osłony stropowej	83
Charakterystyka budowy geologicznej masywu	83
Zarys litologiczno-petrograficzny skał masywu	84
Obszar północny	84
Obszar środkowy	87
Obszar południowy	89
Kontakty kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego z osłoną	91
Analiza orientacji struktur segregacyjnych w skałach masywu	93
Utwory żyłowe w obrębie kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i w jego najbliższym sąsiedztwie	95
Leukokratyczne utwory żyłowe	95
Melanokratyczne utwory żyłowe	96
Orientacja żył oraz stosunek do skał otaczających	98
Tektonika masywu i jego osłony	98
Odształcenia preintruzywne	99
Odształcenia synintruzywne	101
Odształcenia postintruzywne	102
Spękania skalne	102
Dyslokacje	103
Pozycja kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego na tle budowy geologicznej północnej części regionu kłodzkiego	103
Literatura	106
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations (summary)	110

Streszczenie

Autorka przeprowadziła szczegółową analizę mezostrukturalną skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego oraz jego najbliższej osłony. Celem analizy

było ustalenie ilości i kolejności deformacji w północnej części regionu kłodzkiego. Omawiany masyw oddziela metamorfik łądecko-śnieżnicki od metamorfiku kłodz-

kiego i struktury bardzkiej. Te duże jednostki składają się z zespołów skalnych intensywnie sfałdowanych i w różnym stopniu przeobrażonych. W metamorfiku łądecko-śnieżnickim dominują zespoły przeobrażone w warunkach odpowiadających facji amfibolitowej, w metamorfiku kłodzkim zostały przekształcone głównie w facji zieleńcowej, a w strukturze bardzkiej, w jej południowej i wschodniej części, są zaledwie tknięte procesami metamorficznymi. Zebrany materiał wykazał, że w skałach osłony masywu, pomimo odmiennego stopnia przeobrażeń metamorficznych, zostały zarejestrowane identyczne odkształcenia preintruzywne, wyrażone przez cztery kolejne generacje mezofałdów $F_1 - F_4$. Główny etap ukształtowania struktury osłony przypada na deformacje związane z tworzeniem się fałdów F_3 o orientacji NW-SE, które powstawały przy naciskach zbliżonych do NE-SW. Fałdy F_4 modyfikują ten plan, mając regionalnie orientację NE-SW,

co wskazuje, że rozwijały się przy naciskach zbliżonych do NW-SE. Powierzchnie kompresyjne fałdów F_3 zostały wówczas przekształcone w otwarte szczeliny tensyjne, które wykorzystwała przemieszczająca się magma granitoidowa. Orientacja struktur płynięcia, które w omawianym masywie są wyrażone przez smugowe rozmieszczenie segregacji składników melanokratycznych odzwierciedla jego budowę wewnętrzną. Ma ona charakter kopułowy i jest niezależna od preintruzywnej tektoniki skał osłony. Zaburzenia obserwowane w strefach egzokontaktowych masywu świadczą o synintruzywnym, mechanicznym i chemicznym, oddziaływaniu magmy na skały osłony. Odkształcenia postintruzywne zostały zarejestrowane w skałach masywu oraz osłony przez intensywne, różnokierunkowe spękanie i zdyslokowanie, które wskazuje na długotrwały rozwój deformacji dysjunktywnych w złożonym polu napięć.

WSTĘP

Budowa, geneza oraz stanowisko tektoniczne kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego były przedmiotem licznych opracowań. W publikacjach dotyczących geologii i tektoniki tego masywu (Cloos 1922, 1936; Bederke 1922, 1927, 1929; Oberc 1957, 1966, 1972) autorzy wiele uwagi poświęcili opisom jego kształtów oraz charakterystyce orientacji i kształtów ostańców denudacyjnych osłony stropowej. Jednakże cały obszar występowania kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego nie został dotychczas objęty szczegółowym zdjęciem geologicznym. Opublikowane arkusze map w skali 1:25 000 (Kłodzko, Wojciechowice oraz Złoty Stok) opatrzone objaśnieniami (Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942) objęły jedynie północną i środkową część masywu, natomiast część południowa i zachodnia, znajdująca się na arkuszach Odrzychovice i Stara Łomnica, znana była tylko z opisów regionalnych i map o charakterze przeglądowym. W skałach masywu oraz w skałach osłony nie była dotychczas przeprowadzana szczegółowa analiza mezostrukturalna, która ułatwiłaby odtworzenie warunków tektogenicznych w kolejnych etapach deformacji i umożliwiłaby jednocześnie, w oparciu o wzajemne relacje mezostruktur, odtworzenie stylu, sekwencji oraz ilości deformacji. Luki tej nie wypełniła publikacja Wiesera (1958), gdyż autor objął badaniami jedynie fragment południowej części masywu.

Badania terenowe, które miały na celu wykonanie szczegółowego zdjęcia geologicznego

oraz zebranie obserwacji mezostrukturalnych, rozpoczęto w sezonie letnim 1962 roku. Były one subsydiowane przez Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk. Natomiast prace kameralne wykonano w Zakładzie Geologii Ogólnej Instytutu Geologicznego Uniwersytetu Wrocławskiego. Szczegółowymi badaniami objęto zarówno skały kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego jak i osłony zewnętrznej (bocznej) oraz ostańców denudacyjnych osłony stropowej. Obserwacje mezostrukturalne przeprowadzono na obszarze o powierzchni około 350 km². Prace terenowe ukończono w sezonie letnim 1972, a prace kameralne — w 1973 roku. Wyniki prac kartograficznych oraz obserwacji mezostrukturalnych przedstawiono częściowo w kilku artykułach publikowanych w latach 1968—1973. Praca niniejsza stanowi podsumowanie całości wykonanych badań.

Pragnę serdecznie podziękować wszystkim, którzy pomogli mi swymi uwagami krytycznymi oraz wskazówkami metodycznymi w opracowaniu tematu. Panu Prof. dr. Henrykowi Teisseyre'owi składam podziękowania za cenne dyskusje i wskazówki, z których korzystałam zarówno w czasie prac terenowych jak i kameralnych. Panom doc. dr. Jerzemu Donowi oraz doc. dr. Marianowi Dumiczowi gorąco dziękuję za dyskusje i uwagi krytyczne przy gromadzeniu i opracowywaniu obserwacji mezostrukturalnych, a Panu mgr Jerzemu Stachowiakowi dziękuję za pomoc w zgromadzeniu i opracowaniu dokumentacji fotograficznej.

kiej i rowu Górnej Nysy. Towarzyszy jej kilkunastometrowej szerokości strefa mylonityzacji skał masywu. Od zachodu natomiast, na odcinku Krosnowice—Kłodzko, masyw graniczy z metamorfikiem kłodzkim (Teisseyre 1957; Wojciechowska 1966, 1970), w którego budowie biorą udział zespoły skalne należące do starszego paleozoiku (Gunia, Wojciechowska 1964, 1971) sfałdowane i przeobrażone w warunkach odpowiadających facji zieleńcowej. Kontakt ten ma najbardziej nieregularny i urozmaïcony przebieg. Towarzyszy mu aureola przeobrażeń termicznych oraz skomplikowanych zjawisk granitizacyjno-metasomatycznych, której szerokość przekracza kilka kilometrów. Skały masywu zabiegają się w niej „lit par lit” ze skałami osłony.

Kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy, podobnie jak i inne plutony sudeckie, zawdzięcza swe powstanie hercyńskim ruchom górotwórczym. Można go zaliczyć do masywów średniej wielkości, gdyż na powierzchni odsłania się zaledwie na przestrzeni około 120 km². Odkryta przez erozję część masywu jest wydłużona w kierunku NE—SW i rozciąga się na przestrzeni około 18 km. Jednakże szerokość wychodni jest zmienna. W części południowej, pomiędzy Krosnowicami a Skrzynką, wynosi 10 km, w części środkowej, pomiędzy Podzamkiem a Droszowem, ulega zwężeniu do 5 km, natomiast ku północy, pomiędzy Laskówką a Chwaliśławiem, znów się rozszerza i wynosi 8 km. Ta

tendencja do trójdzielności masywu znajduje również odzwierciedlenie w ukształtowaniu pionowym powierzchni morfologicznej, mianowicie: w części środkowej masywu, od Podzamka do Droszowa, prawie prostopadle do jego ogólnej rozciągłości, przebiega kulminacja ze wzniesieniami od zachodu ku wschodowi: Zamczysko (510,6), Sokolec (560,0), Kłoda (526,8), Bodak (617,0) oraz Ptasznik (719,4 m npm). Ma ona charakter lokalnego wododziału oddzielającego obszar północny, o wzniesieniach rzędu 400—450 m npm. odwadniany przez potoki spływające ku północy, od obszaru południowego o podobnych wzniesieniach, ale odwadnianego przez potoki spływające ku zachodowi.

Skały masywu cechuje zmienność składu chemicznego i mineralnego, wyrażona przez rodzaj oraz stosunki ilościowe pomiędzy poszczególnymi składnikami, która pozwala na wydzielenie szeregu odmian, takich jak: granity zwyczajne i monzonitowe, syenity, monzonity, granodioryty, granogabra, syenodioryty, syenogabra oraz dioryty kwarcowe (tonality) i dioryty właściwe. Jednakże wszystkie odmiany wykazują podobieństwo teksturalne, polegające na nierównomiernym, segregacyjnym rozmieszczeniu składników barwnych w jaśniejszym tle.

Na znacznym obszarze kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego są zachowane ostańce denudacyjne jego osłony stropowej (fig. 2 i 3). Najliczniej są one reprezentowane w części środkowej masywu, tj. w strefie wspomnianego powyżej zwężenia pomiędzy Podzamkiem a Droszowem, w obrębie kulminacji morfologicznej. Świadczą one o bardzo płytkim rozcięciu erozyjnym stropu masywu.

Pomimo swej różnorodności granice masywu w obrazie kartograficznym są łatwe do ustalenia,

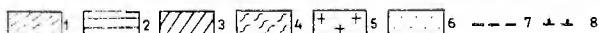
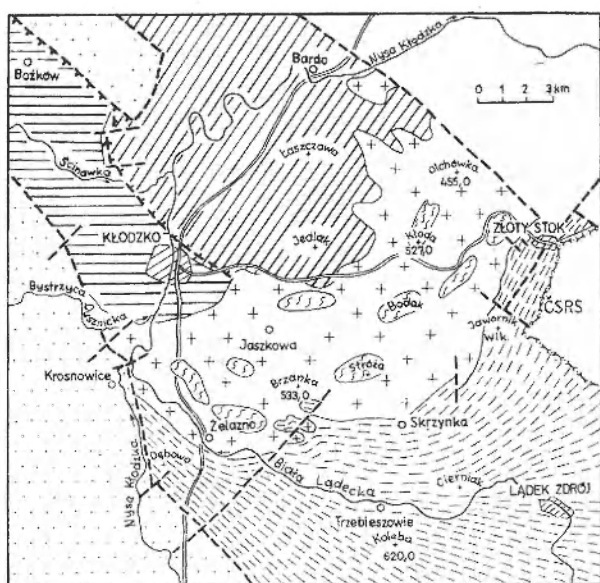


Fig. 2

Szkic geologiczny obszaru badań

- 1 — metamorfik lądecko-snieżnicki; 2 — metamorfik kłodzki; 3 — struktura bardzka; 4 — ostańce denudacyjne osłony stropowej; 5 — kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy; 6 — utwory permio-mezozoiczne niecki śródsudeckiej oraz rowu Górnej Nysy; 7 — główne uskoki; 8 — główne nasunięcia

Geological sketch map of the investigated area

- 1 — the Lądek-Snieżnik metamorphic unit; 2 — the Kłodzko metamorphic unit; 3 — the Bardo structure; 4 — the roof pendants; 5 — the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif; 6 — Permian-Mesozoic deposits of the Intrasudetic Basin and the Nysa graben; 7 — main faults; 8 — main overthrusts

mianowicie skały osłony, przeobrażone w strefie kontaktu, wykazują w odniesieniu do skał masywu wyraźną odrębność strukturalną i teksturalną, co umożliwia ich makroskopowe wy-

dzielenie. Natomiast pod względem chemicznym i mineralogicznym są tak zmienione, że niekiedy trudno jest ustalić charakter materiału wyjściowego.

RYS HISTORYCZNY ROZWOJU BADAŃ GEOLOGICZNYCH

Zagadnienia budowy geologicznej kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, jego genezy, stanowiska tektonicznego, stosunku do skał osłony, a w szczególności zjawisk mineralizacji kruszcowej w aureoli kontaktowej były podejmowane w licznych publikacjach, co świadczy, że od dawna wzbudzały zainteresowanie szeregu badaczy.

Najwcześniejsze prace zawierają z reguły opisy geognostyczne, uzupełnione opisami mineralogicznymi wybranych punktów, a niekiedy tras przedstawionych na prymitywnych, przeglądowych mapach i szkicach. Do wybitniejszych prac z tego okresu należą publikacje Bucha (1797, 1802), które zawierają opisy Łądka Zdroju i Złotego Stoku wraz ze wzmiankami o kopalnictwie rud i opisami mineralogicznymi.

Na wzmiankę zasługują również prace Rautera (1819) oraz Zobela i Carnalla (1831) zawierające opisy szeregu odmian skalnych z rejonu kłodzkiego.

Bardziej nowoczesny etap badań geologicznych zapoczątkowany został pracami Beyricha (1844, 1849), a następnie wydaniem mapy przeglądowej „Gór Dolnośląskich” w skali 1:100 000 opatrzonej objaśnieniami, wykonanej przez zespół: Beyrich, Rose, Roth oraz Runge (1867). Była to pierwsza próba wydzielenia i kartograficznego ujęcia różnych odmian skał. Część została opisana przez autorów jako łupki i gnejsy hornblendowe lub jako gnejsy bez bliższego określenia składu mineralnego i zaliczona do skał metamorficznych, a część została już poprawnie wydzielona i zaliczona do skał magmowych, głębinowych oraz opisana jako „syenity”. Równocześnie autorzy, w oparciu o podstawowe cechy strukturalne i ilościowe stosunki głównych składników mineralnych wyróżnili następujące odmiany:

a) ziarnistą, barwy szarej, bogatą w podstawowej masie w łyszczyk i hornblendę, zawierającą większe kryształy oligoklazanu oraz podrzędną ilość białego lub różowego ortoklazanu;

b) porfirowatą, z ortoklazem o ziarnach do

5 cm na tle podstawowej masy złożonej z żółtoszarych lub szarych oligoklazów oraz hornblendy, która zawiera relikty augitu i często przechodzi w łyszczyk;

c) średnioziarnistą, z białym oligoklazem w drobnych ziarnach, licznym kwarcem i łyszczykiem, a podrzędną hornblendą oraz nielicznymi dużymi kryształami różowego ortoklazanu, najbardziej zbliżoną do granitów;

d) średnio-równoziarnistą, z różowym ortoklazem i ciemnozieloną hornblendą, z mniejszą ilością kwarcu, oligoklazanu i łyszczyka; wydzielenie przez autorów aż czterech odmian wśród „syenitów” świadczy, że już wówczas zauważano znaczną niejednorodność skał występujących w kłodzko-złotostockim masywie granitoidowym. Omawiana praca zawiera również pobieżny opis kontaktów „syenitów” ze skałami osłony. Stanowiła ona materiał wyjściowy dla późniejszych, bardziej szczegółowych opracowań.

Pierwszej, bardziej szczegółowej charakterystyki petrograficznej skał masywu dostarczyła publikacja Liebicha (1877). Autor opracował syenity oraz łupki hornblendowe we wschodniej i południowo-wschodniej części masywu. Jednocześnie stwierdził występowanie w okolicach Chwalisławia i Droszowa utworów żyłowych, które opisał jako żyły granitoporfirów i porfirów. Następnie Hare (1879) opracował kontakt masywu z osłoną pomiędzy Mąkolnem a Złotym Stokiem. Autor przedstawił krótką charakterystykę skał „syenitowych” oraz ich osłony, w której obok łupków hornblendowych wydzielił łupki łyszczykowe oraz wapienie krystaliczne.

Kolejne, najpełniejsze w tym okresie opracowanie petrograficzne, które do dziś jest jedynym jakie objęło cały obszar występowania kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, zawdzięczamy Traubemu (1890). Autor opierając się na wynikach badań wcześniejszych (głównie Beyrich 1844, 1849 oraz Beyrich *et al.* 1867) oraz materiałach własnych potwierdził duże zróżnicowanie skał masywu. Na poparcie swej tezy przytoczył obok opisów mikroskopo-

wych wyniki analiz chemicznych wykonanych dla skał pochodzących z różnych części masywu. Zwrócił ponadto uwagę, że mają one odmienny skład mineralny, wyraźnie odbiegający od przyjętego dla typowych syenitów. Wiele uwagi Traube (*ibid.*) poświęcił charakterystyce kontaktu masywu z wapieniami w Podzamku, które podobnie jak i poprzednicy uznał za de-wońskie.

W tym okresie ukazało się również szereg publikacji dotyczących przede wszystkim litologii, stratygrafii oraz tektoniki skał osłony masywu. Należy tu wymienić opracowanie Camerlandera (1890), szeroko ujmujące problemy budowy geologicznej regionu kłodzkiego, uzupełnione mapą w skali 1:75 000, publikację Guchlera (1897), w której autor przedstawił geologię Gór Żółtych i Gór Biańskich, opracowania Hinterlechnera (1900), Güricha (1900), Leppli (1900), z których każde zawierało nowe, coraz to ściślejsze dane o wykształceniu i rozprzestrzenieniu różnych kompleksów skalnych w regionie kłodzkim.

Kolejny etap badań, który można określić jako „regionalno-tektoniczny” zapoczątkowały prace Suessa (1901, 1903), w których autor przedstawił swe poglądy na budowę geologiczną dużych struktur w obrębie Masywu Czeskiego oraz obszarów przyległych i scharakteryzował strefę graniczną pomiędzy „lugikiem” a „sile-sikiem”. Autor kontynuował i rozszerzał swe badania w latach następnych (Suess 1912, 1926, 1935). Miały one na celu stworzenie syntetycznego modelu budowy tektonicznej poprzez wydzielenie podstawowych jednostek, przedstawienie elementów struktur wewnętrznych a także określenie wieku odkształceń.

Publikacje Suessa wywarły wielki wpływ na dalsze ukierunkowanie prac badawczych, rozwój koncepcji tektonicznych, a także poglądów na budowę geologiczną regionu kłodzkiego oraz pozycji, jaką w nim zajmuje kłodzko-żłotostocki masyw granitoidowy. Niektóre, podstawowe założenia prac Suessa kwestionował Kretschmer (1917). Podważał on m. in. przyjęcie dyslokacji ramzowskiej za olbrzymie nasunięcie, ponadto na podstawie wyników prac petrograficznych Beckego (1892) i materiałów własnych, zgromadzonych z obszaru Gór Biańskich, wykazywał niekonsekwencje w kryteriach rozdzielania jednostek tektonicznych, głównie zachodnio- i wschodniosudeckich. Również i w latach następnych

zagadnienia sformułowane przez Suessa były przedmiotem licznych polemik i dyskusji negujących lub popierających jego tezy — Bederke (1922, 1925, 1927, 1928, 1929), Cloos (1922, 1936) oraz Kölbl (1927, 1929). Jednakże w końcowej konkluzji często sprzecznych ujęć (*vide* prace Bederke, Kölbl) autorzy bardziej lub mniej wyraźnie przedstawiają budowę geologiczną regionu kłodzkiego jako efekt wielkich przemieszczeń o charakterze płaszczowinowym.

Jedyną szczegółową pracą z tego okresu, poświęconą w całości zagadnieniom kłodzko-żłotostockiego masywu granitoidowego, była publikacja Bederkego (1922). Autor przedstawił masyw jako intruzję konkordantną, która pojawiła się w strefie granicznej pomiędzy jednostkami geologicznymi Sudetów Zachodnich, o kierunkach tektonicznych NW — SE, a jednostkami geologicznymi Sudetów Wschodnich, o kierunkach tektonicznych NE — SW. Autor uważał, że przemieszczająca się magma wykorzystwała szczelinę, o rozciągłości zbliżonej do południkowej, odgrywającą kompleksy skalne o całkowicie odmiennym planie strukturalnym. Zdaniem Bederkego szczelina ta miała charakter głębokiej nieciągłości, co ułatwiało wędrówkę intrudującej magmy. Autor bardzo szczegółowo opisał również przebieg kontaktów masywu ze skałami osłony oraz określił, że masyw ma kształt sierpu (łuku) zwróconego wklęsłą stroną ku północnemu zachodowi. Kontakt ten opisał jako wewnętrzny. Natomiast za kontakt zewnętrzny uznał stronę wypukłą sierpu zwróconą ku południowemu wschodowi. Równocześnie podkreślił, że obu kontaktom towarzyszy aureola przeobrażeń termicznych, która wskazuje na pierwotny charakter granic pomiędzy skałami masywu a jego osłony. Omawiając budowę wewnętrzną masywu zwrócił uwagę na rozmieszczenie przestrzenne ostańców denudacyjnych osłony stropowej, a opisując skały masywu podkreślił, że wykazują one teksturę kierunkową jedynie w strefach przykontaktowych. Zdaniem autora ułożenie tekstur kierunkowych było zgodne z sierpowym (łukowym) wygięciem masywu, co miało dodatkowo świadczyć o syntektonicznym charakterze intruzji. W swojej pracy Bederke opisał ponadto żyły leuko- i melanokratyczne towarzyszące masywowi, a analizując ich rozmieszczenie uznał, że wypełniają one system szczelin podłużnych, tj. „S” według nomenklatury Cloosa (1921).

W późniejszych pracach Bederke (1927, 1928, 1929, 1936) wielokrotnie podkreślał, że kształt kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego jest sierpowy (łukowy) i świadczy o syntektonicznym i konkordantnym charakterze intruzji. Równocześnie autor ściślej sprecyzował swe poglądy na wiek masywu. Uznał mianowicie, że zawdzięcza on powstanie orogenezie hercyńskiej, a ściślej sudeckiej fazie tektonicznej. W pracach tych Bederke (*ibid.*) przedstawił szerzej zagadnienie zróżnicowania składu mineralnego skał masywu. Pozostawił co prawda tradycyjną nazwę „syenity”, ale wykazał, że reprezentują one szereg monzonitowo-banatyto-Adamellitowy. Ponadto przedstawiając budowę regionalną strefy granicznej Zachodnich i Wschodnich Sudetów zwrócił uwagę, że skały kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego wykazują podobieństwo do „syenitów” okolic Niemczy oraz „diorytów” z rejonu Bielic. Autor uważał, że plutony te układają się wzdłuż wielkiej szczeliny, o przebiegu południkowym, której przypisywał charakter głębokiej nieciągłości ułatwiającej przemieszczanie się intrudującej magmy.

Cloos (1922, 1936) przedstawiając budowę różnych plutonów sudeckich poruszył równocześnie problemy genezy i tektoniki kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. Autor opierał swe rozważania głównie na wynikach wcześniejszej pracy Bederkego (1922). Niemniej jednak uznał, że intruzja rozwijała się dwuetapowo. Początkowo w etapie, który Cloos (1936) określił jako pretektoniczny, miała miejsce intruzja magmy gabroidowej. Wykorzystała ona — zdaniem autora — już istniejącą nieciągłość tektoniczną. Następnie w etapie późnosyntektonicznym, wskutek doprowadzenia ze źródła magmowego kwaśniejszego materiału, gabroidy uległy leukokratyzacji i przekształciły się w „syenity” o zmiennym składzie mineralnym. Równocześnie omawiając kształt masywu, podobnie jak i Bederke, uznał że jest on ciałem konkordantnym i ma charakter fakolitu (harpolitu).

Równoległe z publikacjami poświęconymi głównie problemom regionalno-tektonicznym ukazywały się opracowania o charakterze litologiczno-stratygraficznym. Zawierały one obok opisów zespołów skalnych próby ustalenia korelacji stratygraficznych oraz określenia warunków przeobrażeń metamorficznych, a także

odcyfrowania składu materiału wyjściowego. W regionie kłodzkim dotyczyły jednak tylko skał osłony masywu. Należą tu prace Michaela (1920, 1922), Finckha (1926), Finckha i Götzingera (1931), Fischera (1932, 1935, 1936), oraz Neuhausa (1933) i Petraschecka (1933, 1937). Ostatni dwaj omawiając zagadnienia mineralizacji kruszcowej poruszają również problematykę związaną z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym, jako prawdopodobnym źródłem składników kruszcotwórczych.

Pewnego podsumowania najważniejszych wyników cytowanych powyżej prac dostarcza zbiorowa publikacja (Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942) wydana w formie objaśnień do wcześniej wydrukowanych map geologicznych w skali 1:25 000 (arkusze: Kłodzko, Wojciechowice, Złoty Stok oraz Łądek Zdrój). Autorzy zestawili zbiorczy schemat korelacji stratygraficznej zespołów skalnych regionu kłodzkiego, w którym ujęli zarówno zespoły skalne nieprzeobrażone, posiadające dokumentację paleontologiczną, jak i zespoły skalne przeobrażone, pozbawione dokumentacji paleontologicznej. Jednakże oparcie schematu stratygraficznego przeobrażonych zespołów skalnych na stopniu intensywności zmian metamorficznych może wzbudzać zastrzeżenia i nasuwać wątpliwości co do przyjętych kryteriów. Autorzy objaśnień (Finckh *et al. ibid.*) scharakteryzowali również skały kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, wśród których wydzielili dwie różnowiekowe odmiany. Większą część skał masywu, którą opisali pod tradycyjną nazwą syenitów, zaliczyli do odmiany starszej, podkreślając równocześnie, że charakteryzuje się ona dużą zmiennością składu mineralnego. Natomiast za odmianę młodszą uznali bardziej melanokratyczne derywaty pojawiające się w północnej części masywu, które opisali jako dioryty. Zasugerowali równocześnie, że „dioryty” występują w formie żył wśród otaczających „syenitów”. Pozostałe zagadnienia dotyczące formy występowania masywu, kontaktów oraz jego wieku i pozycji tektonicznej zostały przez autorów objaśnień przedstawione zgodnie z poglądami zawartymi w publikacjach Bederkego (1927, 1928, 1929). Równocześnie należy podkreślić, że poglądy te były krytykowane przez Bubnoffa (1931) oraz Petraschecka (1933), którzy stali na stanowisku, że kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy charakteryzował się

długotrwałym, etapowym rozwojem, w którym zasadnicze znaczenie miała faza asturyjska orogenezy hercyńskiej, a nie faza sudecka.

Kolejne publikacje Bederkego (1943), Vangerova (1943) oraz zbiorcze opracowanie regionalne Sudetów wykonane przez Petraschecka (1944) wniosły pewne uzupełnienia do poglądów na wiek skał osłony masywu. Materiał w nich zawarty wykazał jednak, że zarówno wiek serii jak i deformacji, a także następstwo zjawisk plutonicznych w regionie kłodzkim nie zostały jednoznacznie wyjaśnione.

Intensywne badania geologiczne i petrograficzne prowadzone w regionie kłodzkim w latach powojennych dostarczyły szeregu nowych danych, które umożliwiły wyjaśnienie wielu zagadnień dotyczących stratygrafii, genezy i tektoniki serii skalnych tego obszaru. Ich wyniki, przedstawione w licznych publikacjach, wskazywały na konieczność zrewidowania szeregu wcześniejszych poglądów i koncepcji rozwoju jego budowy geologicznej. Zgromadzony bogaty materiał obserwacyjny wykazał, że nie ma podstaw do wydzielania w obrębie metamorfiku łądecko-śnieżnickiego starszego kompleksu metamorficznego (serii Młynowca) oraz młodszego kompleksu metamorficznego (serii Stronia). Teisseyre (1957), Smulikowski (1957, 1960), Oberc (1957, 1958) uznali, że na obszarze tej jednostki geologicznej występuje jedna seria suprakrystalna, tj. „seria strońska”, natomiast udowodnili, że jej zróżnicowanie wiąże się ze zmiennością materiału wyjściowego oraz z niejednorodnym nasileniem przeobrażeń metamorficznych. Stanowisko takie potwierdziły wyniki badań Dona (1963, 1964) oraz Kaszy (1964). Równocześnie prace petrograficzne K. Smulikowskiego (1957, 1960), W. Smulikowskiego (1958, 1959), Ansiliewskiego (1966) i Butkiewiczowej (1968) wykazały, że seria suprakrystalna, tj. „seria strońska”, oraz seria infrakrystalna, tj. „granitognejsy śnieżnickie i gnejsy gieraltowskie”, łączą się ze sobą genetycznie poprzez skomplikowane przeobrażenia metasomatycznie-metamorficzne, na co wskazują obserwowane przejścia pomiędzy poszczególnymi typami skał. Zdaniem autorów dodatkowo potwierdza to podobny chemizm oraz rozwój i skład sukcesji mineralnych. Odrębny pogląd na pozycję gnejsów gieraltowskich w metamorfiku łądecko-śnieżnickim wyraził Don (*ibid.*), który uznał je za młodsze od granitognejsów śnieżnickich. Tezę tą autor oparł na

wynikach prac kartograficznych oraz tektonicznych, które wykazały, że gnejsy gieraltowskie znamionuje odrębny styl deformacji niż granitognejsów śnieżnickich i serii strońskiej.

Nowych danych, szczególnie cennych dla ustalenia pozycji stratygraficznej serii skalnych metamorfiku kłodzkiego, dostarczyły badania wykonane w północnej części tej jednostki (Gunia, Wojciechowska 1964, 1971). Mianowicie w utworach zmetamorfizowanych uznawanych za paleontologicznie nieme, którym przypisywano wiek ordowicki (*vide* Finckh *et al.* 1942; Oberc 1960), została znaleziona bardzo bogata fauna koralowcowa. Pozwoliła ona ustalić wiek serii na górną sylur — ludlow.

Podobnie bardzo bogatego materiału dokumentacyjnego dostarczyły prace Oberca (1953, 1957, 1966) wykonane na obszarze struktury bardzkiej. Uzyskane przez autora wyniki świadczą, że jednostka ta miała złożony, wieloetapowy rozwój, w czasie którego uległ kilkakrotnej przebudowie jej plan strukturalny. Ponadto dane kartograficzne i tektoniczne pozwoliły ustalić (Oberc *ibid.*), że uformowanie kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego wiąże się z fazą asturyjską orogenezy hercyńskiej.

Równoległe z przedstawionymi powyżej opracowaniami, poświęconymi głównie problemom jednostek geologicznych ograniczających masyw, były prowadzone badania dotyczące ściśle zagadnień związanych z samym masywem. Nowe światło na genezę kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego rzuciły wyniki prac petrograficznych. K. Smulikowski (1958) uznał, że kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy reprezentuje typ „granitoidów mieszanych”, tj. powstających na drodze syntektyczno-kontaminacyjnej, tzn., że uformował się on na drodze rozluźnienia i wchłonięcia przez leukokratyczną magmę różnych skał starszych. Podobny pogląd na genezę masywu wyraził Wieser (1958), a także Borkowska (1959). Wiele uwagi problemowi pozycji tektonicznej masywu poświęcili Oberc (1957, 1966, 1972) oraz Wieser (1958). Należy jednak nadmienić, że obaj autorzy w swych rozważaniach oparli się bez zastrzeżeń na opisach kształtu i granic masywu, przytoczonych przez Bederkego (1922). Również obaj cytowani autorzy, podobnie jak i Bederke (1927, 1928, 1929, 1936), uznali, że intrudująca magma wykorzystwała linię tektoniczną o przebiegu południkowym, co miało ułatwić jej prze-

mieszczanie bez nacisku mechanicznego na osłonę. Ponadto uznali, że wędrówka magmy następowała od strony wklęsłej sierpa (łuku) ku stronie wypukłej, tj. z NW na SE. Równocześnie w publikacjach omawiających inne pobliskie wystąpienia skał granitoidowych autorzy zamieszczają wzmianki o ich podobieństwie do kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego (Dziedzicowa 1963; Wierzchołowski 1966, 1969; Wojeiechowska 1966).

Wiele uwagi próbowo określenia wieku izotopowego skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego poświęcili Borucki (1966) oraz Depciuch (1972). Oba autorzy posługiwali się metodą potasowo-argonową (K—Ar). Borucki (*ibid.*) określił wiek izotopowy uformowania się masywu na 301 mln lat, a Depciuch (*ibid.*) oznaczył główny etap konsolidacji na 298 mln lat i 280 mln lat oraz 262 mln lat jako kolejne etapy transformacji połączonych z odnowieniem procesów magmatycznych. Dane te zdają się całkowicie potwierdzać górnokarboński wiek masywu i jego związek z fazą asturyjską.

Nowych danych dostarczyły również prace prowadzone w strefach kontaktowych masywu z osłoną. Wieser (1958) opisując rejon Żelazna zwraca uwagę na występowanie stref iniekcji typu „lit par lit”. Juskowiak (1959) prowadząc badania w rejonie Podzamka określił charakter

kontaktu masywu z wapieniami jako „hydrotermalno-metasomatyczny”. Ustalił również, na podstawie występujących paragenez mineralnych, jego temperaturę, którą uznał jako nieco wyższą niż 400°. Z kolei prace prowadzone w strefie kontaktu masywu z osłoną w okolicy Złotego Stoku przez Kowalskiego (1967), Budzyńską (1971) oraz Kozłowską-Koch (1971) zdają się wskazywać na znacznie wyższe temperatury.

W ostatnim czasie były również podejmowane próby określenia warunków, w jakich następowała konsolidacja kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. Oberc (1966) uznał, że masyw należy do typowych plutonów epistrefy. Natomiast Borkowska (1972) wykonując analizę stopnia uporządkowania struktury wewnętrznej w ziarnach skaleni określiła, że krystalizowały one w temperaturze 560° (średnio) i na tej podstawie wyraziła pogląd, że konsolidacja masywu miała miejsce w mezostrefie. Ponadto prace kartograficzne, tektoniczne oraz mezostrukturalne zarówno w skałach kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, jak i osłony prowadziła autorka niniejszego opracowania. Ich częściowe wyniki zostały opublikowane w latach 1968—1973. Natomiast prace petrograficzne, które są na ukończeniu, wykonuje B. Wierzchołowski.

ZAKRES I METODYKA BADAŃ

Przeprowadzone prace badawcze miały na celu ustalenie budowy wewnętrznej kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego oraz ustalenie jego pozycji tektonicznej w regionie kłodzkim. Oba te zagadnienia, jak wynika z przedstawionego przeglądu dotychczasowych publikacji, były ujmowane bardzo kontrowersyjnie i nie zostały w pełni wyjaśnione. Podstawowy materiał obserwacyjny zgromadzono w czasie prac terenowych (1962—1972). Rozpoczęto je od wykonania szczegółowego zdjęcia geologicznego masywu oraz skał osłony w promieniu od 5 do 10 km od jego granic zewnętrznych. Łącznie powierzchnia skartowanego obszaru wyniosła około 350 km². Uzyskane wyniki umożliwiły odtworzenie stosunków przestrzennych pomiędzy poszczególnymi kompleksami skalnymi. Równocześnie przy obserwacjach odsłoneń zwracano uwagę na drobne struktury

tektoniczne—mezostruktury, określając ich wykształcenie oraz wzajemne relacje.

Obserwacje drobnych struktur tektonicznych—mezostruktur, określane również jako „analiza mezostrukturalna” (Turner, Weiss 1963; Ramsay 1967), ułatwiają odtworzenie budowy geologicznej obszarów o zawilej tektonice. Mezostruktury są bowiem dostępne do obserwacji w szeregu odsłoneń, a pozostają w ścisłym związku z wielkimi formami tektonicznymi i odzwierciedlają ich styl budowy. Analiza mezostrukturalna jest szczególnie pomocna przy odtwarzaniu i korelowaniu efektów nałożonych, wieloetapowych deformacji rozwijających się w zmiennym polu sił. Prześledzenie różnych zespołów mezostruktur i ustalenie ich wzajemnych relacji umożliwia odtworzenie stylu, sekwencji oraz ilości deformacji.

Wśród struktur dostępnych do obserwacji

mezoskopowych, tj. właściwych mezostruktur w ujęciu Turnera i Weissa (1963), powszechnie wykształconych na zbadanym obszarze, można wyróżnić:

- struktury planarne, do których należą warstwowanie, foliacja, spękania itp., ich ułożenie przestrzenne definiują pomiary biegu i upadu;
- struktury linearne (linijne), reprezentowane przez krystalizacyjne wydłużenie ziarn mineralnych, struktury ołówkowe i prętowe (rodding, muliony) lub przecięcia różnych struktur planarnych (np. warstwowania i foliacji, foliacji i złupkowania) itp., których orientację przestrzenną definiują pomiary azymutu upadu;
- struktury stanowiące kombinację struktur planarnych i linearnych, od których należą różne typy drobnych fałdów, fleksur itp., ich orientację przestrzenną definiują pomiary biegu i upadu powierzchni osiowych oraz azymuty upadu przegubów.

Najcenniejszego materiału dokumentacyjnego, umożliwiającego odtworzenie ilości oraz stylu deformacji skał osłony kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, dostarczyły drobne struktury fałdowe: mianowicie styl deformacji odzwierciedla morfologia fałdów. Śledząc ich wykształcenie, tj. charakter przegubów, rozpiętość skrzydeł, amplitudę itp., można ustalić, w jakich warunkach przebiegały deformacje, czy materiał został uplastyczniony czy był sztywny. Ponadto asymetria fałdów wskazuje na względny kierunek ruchu, natomiast ilość deformacji można określić na podstawie wzajemnej superpozycji fałdów. Fałdy młodsze nakładając się na fałdy starsze deformują przebieg ich powierzchni osiowych.

Przy odtwarzaniu budowy wewnętrznej masywu wykorzystano obserwacje orientacji przestrzennej struktur płynięcia. W skałach masywu podkreśla je kierunkowe, smugowe ułożenie segregacji minerałów barwnych. Struktury te należą do grupy struktur planarnych, które zdaniem Buddingtona (1959), mogą służyć za wskaźniki kierunku przemieszczania się magmy. Podobne poglądy wyrażają również Martin (1953), Wager i Brown (1968) oraz Klominsky (1969). Wzajemne relacje pomiędzy mezostrukturami skał osłony i masywu ustalono na podstawie obserwacji w strefach kontaktowych. Orientację mezostruktur obrazuje załączona mapa (fig. 3), na którą naniesiono średnie wskaź-

nikowe uzyskane z pięciu pomiarów w punkcie obserwacyjnym.

Pewnym utrudnieniem w gromadzeniu materiału dokumentacyjnego było nierównomierne odkrycie terenu. Dlatego w celu uzyskania danych z części stref kontaktowych, a także partii centralnych masywu korzystano z wykopów ziemnych. Umożliwiły one zagęszczenie oraz dość równomierne pokrycie badanego obszaru punktami obserwacyjnymi.

W celu ustalenia koncentracji i określenia położenia maksimów umożliwiających wyznaczenie powierzchni reprezentatywnych sporządzono diagramy konturowe jedynie dla spękań skalnych (fig. 5a-e). W projekcji stereograficznej wykorzystano półkulę górną siatki ekwatorialnej Lamberta. Diagramy konturowe zostały wykonane na podstawie 100-200 pomiarów spękań skalnych, zgromadzonych w pobliskich punktach obserwacyjnych i w podobnym typie skał. Izarytmy wyznaczają w diagramach konturowych następujące koncentracje: 1-3-5-7- powyżej 7%. Ustalona maksima koncentracji umożliwiły wyznaczenie orientacji reprezentatywnych (głównych) powierzchni spękań. Dla uzyskania obrazu przestrzennego rozmieszczenia spękań oraz ich relacji w odniesieniu do innych mezostruktur masywu i osłony sporządzono mapę rozmieszczenia diagramów (fig. 4). Do projekcji stereograficznej wykorzystano górną półkulę siatki merydionalnej Lamberta. Mezostruktury planarne kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony, takie jak warstwowanie, foliacja, struktury płynięcia, a ponadto przebieg żył, zostały naniesione jako średnie wskaźnikowe uzyskane z 10-20 pomiarów wykonanych bezpośrednio w terenie. Natomiast powierzchnie spękań odzwierciedlają orientację płaszczyzn reprezentatywnych (głównych) ustalonych na podstawie diagramów konturowych.

Określając wzajemne relacje mezostruktur kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony, zarówno zewnętrznej (bocznej) jak i stropowej, którą obecnie reprezentują tylko ostańce denudacyjne, ustalono ich sekwencję. Do dokszałceń preintruzywnych zaliczono te, które zaznaczyły się tylko w skałach osłony, ukształtowały ich plan strukturalny, a uległy zatarciu lub zabliznieniu w strefach przykontaktowych. Za odkształcenia synintruzywne uznano te, które zaważyły na budowie wewnętrznej

masywu i uformowały jego strefy kontaktowe. Natomiast do odkształceń postintruzywnych zaszeregowano te, które odnotował zarówno

masyw jak i osłona. Należy dodać, że te ostatnie najmłodsze odkształcenia ostatecznie uformowały plan strukturalny zbadanego obszaru.

CHARAKTERYSTYKA BUDOWY GEOLOGICZNEJ OSŁONY MASYWU

Kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy, jak wspomniano na wstępie, leży w strefie granicznej kilku jednostek geologicznych wyższego rzędu. Są to: metamorfik łądecko-śnieżnicki, metamorfik kłodzki i struktura bardzka, z którymi masyw graniczy na ogół wzdłuż kontaktów o charakterze pierwotnym, oraz blok przedsudecki i niecka śródsudecka wraz z rowem tektonicznym Górnej Nisy, z którymi masyw graniczy wzdłuż linii dyslokacyjnych. Określenie pozycji tektonicznej masywu jest niemożliwe bez nawiązania do jednostek otaczających.

METAMORFIK ŁĄDECKO-ŚNIEŻNICKI

Metamorfik łądecko-śnieżnicki o powierzchni około 900 km² jest największą jednostką geologiczną w regionie kłodzkim. W obrębie granic Polski znajduje się tylko północno-zachodnia część metamorfiku o powierzchni 320 km². Badaniami objęto jedynie północną część tej jednostki, ograniczając się do pasa o szerokości od 5 do 10 km wzdłuż kontaktu z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym. Dlatego charakteryzując ogólną budowę metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, oparto się głównie na wynikach prac innych autorów.

W metamorfiku łądecko-śnieżnickim dominują serie skalne o znacznym stopniu przeobrażenia. Wydzielono wśród nich (Teisseyre 1957; K. Smulikowski 1957; Oberc 1957) dwa podstawowe kompleksy: stroński kompleks suprakrustalny oraz kompleks infrakrustalny reprezentowany przez różne odmiany gnejsów. Zupełnie podrzędnie występują skały osadowe, do których należą zlepieńce z Kletna (Kasza 1958, 1964), a także skały granitoidowe reprezentowane przez granodioryty i tonality z Bielie (Wierchołowski 1966) i tonality, adamellity oraz granodioryty z Jawornika (Buchart 1960).

SKAŁY METAMORFICZNE

Stroński kompleks suprakrustalny

Kompleks ten, określaną często jako seria strońska lub pstra seria strońska, składa się

z bardzo zróżnicowanego pod względem litologicznym zespołu skalnego. Głównym jego tłem są łupki łyszczykowe oraz gnejsy biotytowe, wśród których występują liczne wkładki i wtrącenia kwarcytów, kwarcytów grafitowych i łupków grafitowych, wapieni krystalicznych, amfibolitów i łupków amfibolitowych, a także łupków kwarcowo-mikroklino-plagioklazowych oraz gnejsów leptytowych. Cały ten zespół był przedmiotem licznych szczegółowych badań petrograficznych i geochemicznych (K. Smulikowski 1957; Kuźniar 1960; Ansilewski 1966; Wierchołowski 1966; Kowalski 1967; Butkiewicz 1968, 1972; Wojeiechowska 1972), których wyniki potwierdziły supozycje Fischera (1935) o pierwotnym zróżnicowaniu materiału wyjściowego, pozwoliły ustalić jego charakter oraz odtworzyć warunki fizykochemiczne, w jakich ulegał przeobrażaniu.

Materiał wyjściowy stanowił niewątpliwie mięszczy zespół osadów piaszczysto-mułowcowych i wapienno-marglistych, miejscami wzbogaconych w substancję organiczną, zawierający także wkładki i wtrącenia tufów i law zasadowych oraz kwaśnych, nagromadzony w wyniku intensywnej sedimentacji połączonej z działalnością wulkaniczną. W następstwie ruchów tektonicznych oraz metamorfizmu regionalnego został on przekształcony w warunkach facji amfibolitowej w obecnie obserwowany kompleks metamorficzny. Następstwo czasowe poszczególnych zespołów litologicznych jest obecnie trudne do ustalenia. Wydaje się jednak, że w partiach spągowych dominowały osady piaszczysto-mułowcowe, które w wyniku procesów metamorficznych zostały przeobrażone w kwarcyty, łupki łyszczykowe oraz gnejsy biotytowe. Natomiast w partiach stropowych przeważały osady wapienno-margliste, gromadzeniu których towarzyszyła intensywna działalność wulkaniczna. Wskazuje na to obserwowana w strukturalnie wyższych poziomach przewaga wapieni krystalicznych, amfibolitów oraz obecność łupków kwarcowo-mikroklino-plagioklazowych. Należy jednak przypuszczać, że w wyjściowym zespole osadowym, obok zmienności pionowej,

występowało także poziome zróżnicowanie wyrażone lateralnymi zazębieniami faejałnymi. Nałożenie procesów metamorficznych, połączonych z intensywnym przeładowaniem, utrudnia pewne ustalenie pozycji stratygraficznej poszczególnych odmian litologicznych, w tym już pierwotnie bardzo zróżnicowanym zespole skalnym.

Przekształcenie wyjściowego zespołu osadowego w warunkach odpowiadających facji amfibolitowej potwierdzają obserwowane paragenazy minerałów metamorficznych. Pospolicie w łupkach łyszczykowych oraz gnejsach biotytowych występuje granat, staurolit, syllimanit a także dysten. Na podstawie wyników prac eksperymentalnych Winklera (1967) można uważać, że procesy przeobrażeń metamorficznych przebiegały w warunkach ogólnie wysokich temperatur i ciśnień, odpowiadających w przybliżeniu przedziałowi temperatur 550–650° C i ciśnień 5,5–6,5 kilobarów.

Następnie zmetamorfizowany i sfałdowany kompleks suprakrustalny został objęty procesami granityzującymi i migmatyzującymi, których przejawem jest powszechnie obserwowana feldspatyżacja. Jednocześnie można wyróżnić kilka, niewątpliwie różnowiekowych, generacji blastozy. Świadczy to o kilkukrotnym, etapowym, uruchamianiu procesów wglębnych.

Kompleks infrakrustalny

Do kompleksu infrakrustalnego w metamorfiku łądecko-śnieżnickim są zaszeregowywane różne odmiany gnejsów. Są to: gnejsy śnieżnicke, gieraltowskie oraz haniackie. Kompleks infrakrustalny, podobnie jak i poprzednio scharakteryzowany stroński kompleks suprakrustalny, był przedmiotem bardzo licznych opracowań petrograficznych, geochemicznych oraz geologicznych (K. Smulikowski 1957, 1960; Teisseyre 1957; W. Smulikowski 1958, 1959; Oberc 1958; Don 1963, 1964; Kasza 1964; Ansilewski 1966; Butkiewicz 1968; Kozłowska-Koch 1971, 1973).

Gnejsy śnieżnicke. Są to skały o barwie szaroróżowej, strukturze oczkowej, a niekiedy soczewkowej lub nawet warstewkowej. Charakteryzują się z reguły grubym uziarnieniem i wyraźną teksturą kierunkową, gnejsową, którą podkreślają pasma łyszczyków najczęściej owijające się dookoła oczkowych agregatów skałotowych. Jak wykazały badania petrograficzne

K. Smulikowskiego (1957), skład chemiczny gnejsów śnieżnicckich odpowiada granitom leukokratycznym, słabo wapiennym i silnie alkalicznym z przewagą potasu nad sodem. Ich tekstura gnejsowa, zdaniem autora, ma charakter kierunkowo-deformacyjny. Podobnie Teisseyre (1957, 1964, 1968) zwraca uwagę na kierunkowo-deformacyjny charakter struktur tych gnejsów.

Gnejsy gieraltowskie. W odróżnieniu od gnejsów śnieżnicckich są to skały charakteryzujące się bardzo zmiennym składem mineralnym. Cechuje je również zróżnicowanie strukturalno-teksturalne. Obok odmian o zabarwieniu szarym lub ciemnoszarym, bogatych w łyszczyk ciemny (biotyt), spotyka się odmiany o barwie jasnoróżowej lub kremowej, których podstawowe tło jest złożone z mozaiki kwarcowo-skaleńkowej i prawie nie zawierających łyszczyka. Zróżnicowanie strukturalno-teksturalne gnejsów gieraltowskich przejawia się zarówno w charakterze ich uziarnienia, jak i w rozmieszczeniu oraz uporządkowaniu składników mineralnych. Mianowicie wśród skał drobno- lub średnioziarnistych o strukturze warstewkowej występują skały o strukturze oczkowej, a nawet grubooczkowej o niewyraźnej laminacji. Ponadto wśród gnejsów gieraltowskich pojawiają się często odmiany o strukturze migmatytowej, przechodzące w odmiany zupełnie pozbawione tekstur kierunkowych. Zdaniem Dona (1963, 1964), gnejsy gieraltowskie w odróżnieniu od gnejsów śnieżnicckich nie mają wykształconych struktur wyraźnie kierunkowo-deformacyjnych. W gnejsach gieraltowskich występują liczne inkluzje i wtrącenia skał pochodzących ze strońskiego kompleksu suprakrustalnego. Najczęściej nie mają one ostrych granic i rozplywają się nebulitycznie w otaczającym gnejsie.

Gnejsy haniackie. Zostały one wydzielone przez Finckha *et al.* (1942) jako odrębny zespół w kompleksie infrakrustalnym metamorfiku łądecko-śnieżnicckiego. Tą nazwą autorzy określili gnejsy występujące pomiędzy Skrzynką i Żłotym Stokiem, a odsłaniające się w rejonie wzgórz: Haniak (535,0 m n.p.m.), Ciecierzka (650,0 m n.p.m.), Trzeboń (713,0 m n.p.m.), na północ od Jawornika Wielkiego (827,0 m n.p.m.) oraz na zachód i południowy zachód od Łysego Garbu (680,0 m n.p.m.). W trakcie prac kartograficzno-geologicznych prowadzonych na obszarze Gór Żłoty i Krowiarek Don (1963, 1964)

zwrócił uwagę, że gnejsy haniackie są podobnie wykształcone jak gnejsy gieraltowskie. Oba typy gnejsów, zdaniem autora, cechuje podobieństwo strukturalne i teksturalne, a ponadto mają podobny charakter występowania oraz styl tektoniki. Na tej podstawie Don (*ibid.*) uznał, że brak jest uzasadnienia do wydzielenia dwóch odrębnych typów gnejsów, tj. gieraltowskich i haniackich, skoro należą one do tego samego cyklu rozwojowego w metamorfiku łądecko-śnieżnickim.

Badania petrograficzne wykonane w gnejsach regionu wzgórza Haniak (535,0 m n.p.m.) przez Kowalskiego (1967) i Kozłowską-Koch (1971, 1973) wykazały, że w porównaniu z gnejsami gieraltowskimi są one bogatsze w skałen potasowy oraz zawierają odmienne paragenezy minerałów metamorficznych. Gnejsy gieraltowskie, zdaniem cytowanych autorów, są pozbawione kordierytu i andaluzytu, natomiast w gnejsach ze wzgórza Haniak, tj. w gnejsach haniackich, występuje kordieryt i andaluzyt.

Podobne paragenezy minerałów metamorficznych — kordieryt i andaluzyt — zostały stwierdzone przez autorkę niniejszego opracowania w gnejsach występujących na zachód od Łysego Garbu (680,0 m n.p.m.). Kordieryt pojawia się z reguły w formie ziarn o automorficznym pokroju (pl. II, 7), natomiast andaluzyt tworzy nieregularne, ziarniste agregaty (pl. II, 3). Równocześnie w skale ulega zatarciu struktura gnejsowa, przekształcana częściowo w strukturę hornfelsową. Ponieważ gnejsy z rejonu wzgórza Haniak, jak i z wystąpień położonych na zachód od Łysego Garbu występują w bezpośrednim sąsiedztwie kontaktu z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym należy uznać, że pojawianie się kordierytu i andaluzytu wiąże się z oddziaływaniem termicznym granitoidów na skały osłony. Minerale te formowały się bowiem w warunkach wysokich temperatur, około 650°C, ale przy stosunkowo niskim ciśnieniu, zbliżonym do 3,5 kilobarów (Winkler 1967). Supozycję tę potwierdzałoby ponadto przekształcanie struktur gnejsowych w hornfelsowe.

SKAŁY OSADOWE

Występowanie nieprzeobrażonych skał osadowych w metamorfiku łądecko-śnieżnickim zostało dotychczas stwierdzone jedynie w okolicy Kletna (południowo-wschodnia część meta-

morfiku) przez Kaszę (1958, 1964). Zdaniem autora skały te zachowały się jedynie lokalnie w spągu powierzchni nasunięcia i cechują się znacznym stopniem deformacji dynamicznych. Są to masywne, gruboławicowe, polimiktyczne zlepieńce, w składzie których brak jest materiału miejscowego, tj. pochodzącego z otaczających skał metamorficznych. Zdaniem Kaszy (*ibid.*) oraz Oberca (1966, 1972) zlepieńce z Kletna wykazują pewne podobieństwo litologiczne do osadów górnego dewonu oraz dolnego karbonu z okolic Kłodzka i być może stanowią ich ekwiwalent.

Występowanie zlepieńców w okolicy Kletna świadczy, że po zmetamorfizowaniu i sfałdowaniu kompleksu supra- i infrakrustalnego obszar metamorfiku łądecko-śnieżnickiego stanowił obniżenie, w którym rozwijała się sedymentacja osadów gruboklastycznych. Obecna pozycja tektoniczna zlepieńców, zdaniem cytowanych autorów, wskazuje, że gromadzenie się osadów zostało przerwane przez ruchy tektoniczne o znacznym nasileniu, w czasie których rozwijały się deformacje nieciągłe. Jednakże pozycja stratygraficzna zlepieńców z Kletna nie została dotychczas w sposób pewny ustalona z powodu braku dokumentacji paleontologicznej. Korelację ich pozycji opiera się tylko na przesłankach podobieństwa litologicznego, o czym wspomniano powyżej.

SKAŁY GRANITOIDOWE

W obrębie metamorfiku łądecko-śnieżnickiego skały granitoidowe są reprezentowane przez tonality, adamellity oraz granodioryty, występujące w części północno-wschodniej i ukazujące się na powierzchni w granicach Polski w okolicy Jawornika Wielkiego (827,0 m n.p.m.) i miejscowości Orłowice w Górach Złotyach. W publikacjach skały te są opisywane jako tzw. granity jawornickie (m.in. Finckh *et al.* 1942; Burchart 1960). Występują one w formie licznych żył o zmiennej miąższości wśród blastomylonitycznego zespołu skalnego pojawiającego się pomiędzy Skrzyńką a Złotym Stokiem. Rozciągłość żył jest południkowa. Szczegółowe badania petrograficzne, petrochemiczne oraz strukturalne wykonane w granitach jawornickich przez Burcharta (1960) wykazały, iż powstały one na drodze metamorficzno-metasomatycznych przeobrażeń *in situ* różnych skał

wchodzących w skład blastomylonitycznego zespołu Skrzynka—Złoty Stok. Burchart (*ibid.*), stosując klasyfikację zaproponowaną przez K. Smulikowskiego (1958), zaliczył granity jawornickie do grupy granitoidów metamorficznych.

Inny typ skał granitoidowych występuje w południowo-wschodniej części metamorfiku łądecko-śnieżnickiego w okolicy Bielic, w Górach Bialskich. Z literatury znane są one jako dioryty bialskie lub tonality bialskie (Kretschmer 1917; Finckh, Götzinger 1931; Wierzchołowski 1966). Granitoidy te tworzą zwarte, nieregularne formy, które pojawiają się w pasie o ogólnej orientacji NNE—SSW. Na ogół ostro graniczą ze skałami osłony, jednakże zawierają liczne enklawy i ksenolity otaczających łupków łyszczykowych i amfibolitów. Jak wykazały szczegółowe badania petrograficzne oraz strukturalne wykonane przez Wierzchołowskiego (1966), można wśród nich wyróżnić granodioryty, tonality, granity zwyczajne i monzonitowe. Ponadto autor wykazał, że stanowią one utwór syntektyczny, powstały w wyniku mechanicznego wymieszania się magmy granitoidowej z materiałem amfibolitowo-paragnejsowym. W efekcie mechanicznej a częściowo i chemicznej kontaminacji magma granitoidowa uzyskała znaczną jednorodność. Następnie w czasie zaburzeń tektonicznych uległa przemieszczeniu w utworzone złóżnienia. Brak wyraźnych przeobrażeń termicznych wzdłuż kontaktów świadczy, zdaniem Wierzchołowskiego (*ibid.*), o znacznym obniżeniu temperatury przemieszczającej się magmy.

Zarówno granitoidy z rejonu Jawornika Wielkiego jak i okolic Bielic wykazują lokalną mylonityzację oraz kataklazę, są też intensywnie spękane. Zjawiska te podkreślają, że po skonsolidowaniu w młodszych etapach odkształceń granitoidy ulegały deformacjom sztywnym, dysjunktywnym.

Obok skał granitoidowych pojawiają się w metamorfiku łądecko-śnieżnickim liczne utwory żyłowe, zarówno leuko- jak i melanokraticzne, a także strefy objęte procesami mineralizacji hydrotermalnej—kruszcowej. Ich szeroki zasięg świadczy o regionalnym oddziaływaniu emanacji wgłębnych oraz o długotrwałym i etapowym rozwoju zjawisk plutonicznych. Lokalne wystąpienia bazaltów, które grupują się głównie w okolicy Łądka Zdroju wskazują rów-

nież na pewne uaktywnienie procesów magmowych w czasie najmłodszych ruchów z pogranicza trzecio- i czwartorzędu.

CHARAKTERYSTYKA NASTĘPSTWA CZASOWEGO ORAZ STYLU DEFORMACJI SERII SKALNYCH METAMORFIKU ŁĄDECKO-ŚNIEŻNICKIEGO

Ustalenie pozycji stratygraficznej zespołów skalnych oraz odtworzenie stylu i sekwencji deformacji w metamorfiku łądecko-śnieżnickim, podobnie jak i w innych obszarach złożonych z serii pozbawionych dokumentacji paleontologicznej, jest trudne i budzi wiele polemik. Zagadnienia te były poruszane i dyskutowane przez wielu autorów, o czym świadczą liczne publikacje, m. in. Fischer (1935, 1936), Bederke (1929, 1939, 1943, 1956), Finckh *et al.* (1942), Vangerov (1943), Teisseyre (1956, 1957, 1960, 1964, 1968, 1971, 1972), K. Smulikowski (1957, 1960), Oberc (1957, 1960, 1966, 1972), Don (1958, 1963, 1964, 1972), Kasza (1958, 1964), W. Smulikowski (1959), Ansilewski (1966), Butkiewicz (1968, 1972), Kozłowska-Koch (1971, 1973) oraz Wojciechowska (1972). Zawarte w nich poglądy są bardzo rozbieżne, szczególnie przy ustalaniu wieku oraz wzajemnych relacji kompleksu supra- i infrakrustalnego.

Stroński kompleks suprakrustalny jest szeroko rozwinięty w zachodniej, północno-zachodniej i południowo-wschodniej części metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, natomiast kompleks infrakrustalny występuje głównie w jego części południowo-zachodniej oraz północno-wschodniej. Zespoły skalne obu kompleksów są intensywnie przefalldowane i charakteryzują się skomplikowaną budową tektoniczną. Don (1963, 1964) opierając się na wynikach prac geologiczno-kartograficznych wydzielił w obrębie metamorfiku łądecko-śnieżnickiego megastruktury tektoniczne typu synklinorialnego i antyklinorialnego. Zdaniem autora (Don *ibid.*) układają się one w formę wachlarzową, regionalnie nurzającą się ku północnemu zachodowi, w związku z czym w tej części metamorfiku na powierzchni występują jedynie najpłytsze struktury. Autor podkreślił jednocześnie, że kompleks suprakrustalny jest rozwinięty przede wszystkim w strukturach synklinorialnych, natomiast kompleks infrakrustalny dominuje w strukturach antyklinorialnych. Potwierdzałoby to tezy K. Smulikowskiego (1957), że kompleks infrakrustalny zawdzięcza swe powstanie selektywnej granity-

zacji i migmatyzacji głębszych poziomów kompleksu suprakrustalnego. Z kolei Ansilewski (1966) przytaczając wyniki prac petrograficznych i geochemicznych, wykonanych w południowo-wschodniej części metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, uważa że procesy metamorficzne miały charakter izochemiczny, bez doprowadzenia materiału z zewnątrz, a zróżnicowanie zespołów skalnych ma charakter pierwotny i odzwierciedla zmienność litologiczną materiału wyjściowego, uwypukloną przeobrażeniami metamorficznymi.

Znaczna miąższość kompleksu suprakrustalnego, sięgająca kilku tysięcy metrów, świadczy o nasileniu procesów sedymentacyjnych. Równocześnie obserwowane zróżnicowanie facjalne, zarówno pionowe jak i poziome, podkreśla, że w czasie gromadzenia osadów w basenie geosynkinalnym warunki fizykochemiczne były zmienne. Teisseyre (1956) porównując zespoły skalne strońskiego kompleksu suprakrustalnego z innymi zespołami metamorficznymi występującymi w południowo-zachodniej gałęzi kaledonidów sudeckich nie wyklucza możliwości częściowej przynależności wyjściowej serii osadowej do starszych ogniw paleozoiku. W efekcie, o ile przyjmujemy, że sedymentacja w basenie geosynkinalnym rozwijała się jeszcze w starszym paleozoiku, to przeobrażenia metamorficzne kompleksu suprakrustalnego musimy łączyć z orogenezą kaledońską. Podobnie granityzację i migmatyzację jego głębszych partii powinniśmy przypisywać tej orogenezie. Jednakże dotychczasowy brak dokumentacji paleontologicznej uniemożliwia określenie pewnej pozycji stratygraficznej wyjściowych zespołów osadowych. Również wzajemne relacje zespołów skalnych wchodzących w skład kompleksu infrakrustalnego, tzn. gnejsów śnieżnickich, gieraltowskich oraz haniackich, nie są jednoznacznie ustalone (Don 1972). Duże zróżnicowanie materiału, odmienny typ obserwowanych struktur i tekstur, a także zajmowanie odrębnych pozycji tektonicznych w regionalnym planie strukturalnym może budzić wątpliwości, czy kompleks infrakrustalny zawdzięcza swe powstanie jednemu etapowi rozwoju procesów wgłębnych. Dotychczas zostało wykonane tylko jedno oznaczenie wieku izotopowego (Bakun-Czubarow 1968) biotyty wyseparowanego z gnejsów gieraltowskich okolicy Nowej Wsi, tj. z południowej części metamorfiku łądecko-śnieżnic-

kiego. Uzyskane datowanie, wykonane metodą potasowo-argonową (K—Ar), określiło izotopowy wiek biotyty na 382 mln lat, co świadczyłoby o związku blastezy biotyty ze schyłkowymi fazami orogenezy kaledońskiej. Równocześnie występujące w bliskim sąsiedztwie metamorfiku łądecko-śnieżnickiego nie przeobrażone utwory klastyczne górnego dewonu, udokumentowane paleontologicznie w okolicy Kłodzka, zalegające transgresywnie na seriach metamorficznych wskazują, że procesy metamorfizmu regionalnego miały miejsce przed górnym dewonem. Utworom tym, na obszarze metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, najprawdopodobniej odpowiadają zlepińce z Kletna (Kasza 1964). Ich obecna pozycja wskazuje na gwałtowne przerwanie akumulacji przez intensywne ruchy tektoniczne, które Kasza łączy z fazami bretońskimi orogenezy hercyńskiej.

Datowania wieku izotopowego zostały wykonane również w granitoidach metamorfiku łądecko-śnieżnickiego. Wiek izotopowy granitów jawornickich, oznaczony metodą potasowo-argonową (K—Ar) przez Boruckiego (1966), wynosi 335 mln lat i pozwala je łączyć z wczesnymi fazami tektonicznymi orogenezy hercyńskiej. Natomiast wiek izotopowy tonalitów białskich, oznaczony również metodą potasowo-argonową (K—Ar), ale na wyseparowanych amfibolach i biotytych (Borucki *ibid.*), wynosi 289 mln lat i przypada na asturyjską fazę tektoniczną orogenezy hercyńskiej, tj. na przełom westfalu i stefanu.

Obserwacje mezostruktur, zapoczątkowane przez Teisseyre'a (1964) w okolicach Międzygórza, tj. w południowej części metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, wykazały że można wśród nich wyróżnić kilka generacji o odmiennej morfologii i orientacji. Badania te były w następnych latach kontynuowane i rozszerzane na inne obszary metamorfiku łądecko-śnieżnickiego (Teisseyre 1968, 1971, 1972; Wojciechowska 1972; Don 1972). Ich wyniki potwierdziły supozycje Teisseyre'a (1956, 1957), że budowa metamorfiku łądecko-śnieżnickiego jest efektem nałożenia się różnych procesów geologicznych, w następstwie których została uformowana poligeniczna struktura złożona z różnowiekowych elementów. Jej etapowy wielofazowy rozwój można odtworzyć śledząc wzajemne relacje drobnych struktur tektonicznych.

Obserwacje mezostruktur metamorfiku łą-

decko-śnieżnickiego wykonano w jego północnej części, stanowiącej bezpośrednie otoczenie kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. Jest to obszar, na którym, według koncepcji Dona (1963, 1964), zbiegają się, nurzające się ku północnemu-zachodowi, megastruktury metamorfiku. Równocześnie są w nim reprezentowane prawie wszystkie zespoły skalne wchodzące w skład supra- i infrakrustalnego kompleksu.

Na zbadanym obszarze wykształcone są powszechnie w zespołach skalnych kompleksu suprakrustalnego cztery odrębne generacje mezofałdów ($F_1 - F_4$). Wykazują one względem siebie superpozycję (pl. VI, 1). Odmierna morfologia i orientacja mezofałdów, a także zróżnicowane wykształcenie towarzyszących im mezostruktur wskazują, że przeobrażenia oraz deformacje kompleksu suprakrustalnego przebiegały etapowo. Towarzyszyła im sukcesywna zmiana orientacji pola sił oraz warunków fizykochemicznych.

Mezofałdy F_1 , które odzwierciedlają najwcześniejszy etap deformacji, są fałdami translacyjnymi, ściśniętymi, o znacznej amplitudzie i małej rozpiętości, należą do typowych fałdów „*similar*” (Turner, Weiss 1963) lub „*podobnych*” (Bielousow, Kirillova 1970). Ich powierzchniom osiowym S_2 towarzyszy rekryształizacja metamorficzna, w wyniku której została utworzona pierwsza powierzchnia foliacji (pl. VI, 1, 2; VII, 1). Mezofałdy F_2 mają podobny charakter, jednakże wykazują wyraźną superpozycję w stosunku do fałdów F_1 (pl. VI, 1), świadcząca o ich przynależności do młodszego etapu deformacji. Mezofałdy F_1 i F_2 są z reguły koaksjalne (pl. VI, 1), stąd powierzchnie rekryształizacji metamorficznej S_3 , towarzyszące powierzchniom osiowym mezofałdów F_2 , są na skrzydłach tych fałdów równoległe do powierzchni S_2 , co praktycznie uniemożliwia ich rozróżnienie w wypadku zniszczenia przegubów mezofałdów. Ponadto nakładanie się mezofałdów F_2 na F_1 powoduje częściowe zatarcie tych starszych struktur. Najczęściej mezofałdy F_1 można zaobserwować w formie reliktywów śródfoliacyjnych lub jako „*fałdy wyoczkowane*” (Turner, Weiss 1963; Ramsay 1967; Hansen 1971). Mezofałdom F_1 i F_2 odzwierciedlającym bardzo plastyczne etapy deformacji, tworzącym się przy silnych i zdefiniowanych naciskach, towarzyszą liczne struktury o charakterze kierunkowo-deformacyjnym. Są to struktury typu ołów-

kowego lub pręcikowego (takie, jak: *rodding*, *mullions*, *quartz rods*, *pencil structures*). Jak wynika z literatury (Teisseyre 1964, 1968, 1971, 1972; Don 1972), struktury tego typu są powszechnie obserwowane również w południowej i środkowej części metamorfiku łądecko-śnieżnickiego. Ich generalna orientacja N—S wskazywałaby, że zostały one uformowane przy naciskach zorientowanych E—W.

Struktury metamorfiku łądecko-śnieżnickiego z etapu deformacji $F_1 + F_2$ uległy przebudowie przez nałożenie się następnych, młodszych deformacji. Na zbadanym obszarze kolejny etap deformacji wyrażają mezofałdy F_3 . Ich powierzchniom osiowym S_4 towarzyszy również rekryształizacja metamorficzna, a ponadto lineacja krystalizacyjna podkreślona kierunkowym wydłużeniem i ułożeniem ziarn mineralnych, przede wszystkim biotyty. Wykształcenie morfologiczne mezofałdów F_3 jest zbliżone do fałdów koncentrycznych (Turner, Weiss 1963), co wskazuje na pewne usztywnienie deformowanego materiału (pl. VIII, 2; IX, 1). Powierzchnie osiowe mezofałdów F_3 są z reguły strome, natomiast przeguby fałdów płaskie. Wydłużenie tych struktur w kierunku NW—SE z odchyleniami na E—W świadczy, że formowały się one przy naciskach zorientowanych NE—SW lub zbliżonych do N—S. Obserwowane obecnie najczęściej strome ustawienia zespołów skalnych odzwierciedlają orientację powierzchni osiowych fałdów F_3 . Don (1972) z rozwojem mezofałdów F_3 skłonny jest łączyć powstanie gnejsów gieraltowskich oraz gnejsów haniackich. Na poparcie swej tezy wspomniany autor przytacza fakt, że migmatyczne typy tych gnejsów pozbawione są struktur kierunkowo-deformacyjnych, charakterystycznych dla deformacji $F_1 + F_2$, natomiast wykazują powszechne, wyraźne wykształcenie krystalizacyjnej lineacji biotytywowej.

Kolejny etap deformacji w północnej części metamorfiku łądecko-śnieżnickiego został odnotowany przez mezofałdy F_4 , które mają bardzo charakterystyczne załomowe, dachowate formy zbliżone do tzw. *kink bands*, *chevron folds* lub *zig-zag folds*. Są to fałdy, które zdaniem Turnera i Weissa (1963) powstają przy deformowaniu materiału usztywnionego. Na podstawie badań stwierdzono, że morfologia mezofałdów F_4 zależy od kompetencji deformowanego materiału. W zespołach o wysokiej kompetencji skalnej są one z reguły szerokie, rozwarne, o wyraź-

nym załamaniu przegubu. Ich powierzchniom osiowym S_5 towarzyszą pęknięcia lub drobne ślizgi, co upodabnia je do drobnych fleksur (pl. VIII, 2; IX, 1; X, 1; XI, 1). Natomiast w zespołach o niskiej kompetencji skalnej, takich jak łupki łyszczykowe, są one mniejsze, ściśnięte. Ich wykształcenie jest wówczas zbliżone do załomowego, drobnego zmarszczkowania lub płaskiego gufrażu. Regionalnie mezo-fałdy F_4 mają orientację NE—SW z lokalnymi odchyleniami. Mogły one zostać uformowane przy naciskach o kierunku NW—SE lub zbliżonych.

W północnej części metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, obok deformacji plastycznych lub półplastycznych, które zostały odzwierciedlone przez opisane powyżej cztery generacje mezo-fałdów F_1 — F_4 , powszechnie występują również deformacje sztywne, wyrażone przez różne odkształcenia nieciągłe, dysjunktywne. Należą do nich struktury budinażowe (pl. XI, 1) i strefy dyslokacyjne (pl. VI, 1; VII, 1, 2; IX, 1; XIX, 1, 3), połączone niekiedy z lokalną mylonityzacją oraz kataklazą skał, a ponadto różnego typu spękania skalne. Odkształcenia te świadczą o daleko posuniętej konsolidacji serii skalnych metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, powiększającej się wskutek kolejnych procesów przeobrażeń metamorficznych i deformacji fałdowych, tak że w czasie następnych, młodszych etapów stanowił on już strukturę sztywną podatną tylko na odkształcenia dysjunktywne. Bogactwo i różnorodność obserwowanych struktur dysjunktywnych sugeruje, że są one efektem nałożenia się kilku odrębnych etapów rozwoju deformacji sztywnych. Orientację spękań skalnych przedstawiono na załączonych diagramach oraz mapie ich rozmieszczenia (fig. 5 *b, c, e*; fig. 4).

METAMORFIK KŁODZKI

Metamorfik kłodzki jest małą jednostką geologiczną o powierzchni zaledwie 100 km². W budowie tej jednostki biorą udział serie skalne charakteryzujące się niskim stopniem przeobrażeń metamorficznych, bardzo zróżnicowane pod względem litologicznym. Są to różne odmiany fyllitów, łupków chlorytowych oraz amfibolowo-epidotowych, wapieni krystalicznych, zdeformowanych skał diabazowych, gabrowych (pl. II, 5), a także ryolitowych. Obok tych serii, które

stanowią główne tło metamorfiku kłodzkiego, lokalnie w wąskich strefach pojawiają się kataklazyty, mylonity oraz skały zdiaftorezowane. Ponadto w okolicy Ścinawki, w północno-zachodniej części metamorfiku, występują granitoidy, wokół których rozwinięta jest szeroka strefa feldspatyzacji skał otaczających.

Opierając się na wynikach dotychczasowych badań (Wojciechowska 1958, 1966, 1970) stwierdzono, że w pierwotnym materiale wyjściowym metamorfiku kłodzkiego dominowały obok utworów pochodzenia osadowego utwory tufogeniczno-osadowe oraz efuzywno-magmowe. Zostały one nagromadzone dzięki intensywnej sedymentacji połączonej z wulkanizmem w zbiorniku o charakterze geosynklinalnym. W następstwie ruchów tektonicznych i procesów metamorficznych utwory te zostały regionalnie przeobrażone, a powstałe w ich wyniku paragenezy mineralne chloryt—epidot, epidot—aktynolit, aktynolit—hornblenda wskazują na płytkie strefy metamorfizmu o stosunkowo niskich temperaturach i ciśnieniach dynamicznych odpowiadających warunkom facji zieleńcowej, dla której Winkler (1967) eksperymentalnie ustalił temperaturę w przedziale około 300—400°C, a ciśnienia poniżej 5,0 kilobarów.

Na podstawie zebranych obserwacji ustalono, że gromadzenie osadów w zbiorniku rozpoczęły utwory drobnoklastyczne, piaszczysto-mułcowe, przekształcone następnie w fyllity serycytowe. O pierwotnym zróżnicowaniu wyjściowego materiału świadczą zawarte w nich wtrącenia fyllitów grafitoidowych, metalidytów oraz kwarcytów. Miąższość tego kompleksu przekracza 600 m. Ku stropowi osady piaszczysto-mułcowe przechodziły w utwory wapienno-margliste, które reprezentują obecnie wapienie krystaliczne oraz fyllity wapienne o miąższości rzędu 40 m. Stanowią one jedyny horyzont w metamorfiku kłodzkim, którego pozycja stratygraficzna została udokumentowana paleontologicznie (Gunia, Wojciechowska 1964, 1971). Na podstawie bogatego zespołu koralowców wiek wapieni został ustalony na górny sylur—ludlow.

Ponad wapieniami z fauną występował miąższy, ponad 400 m gruby, kompleks utworów osadowo-piroklastyczno-efuzywnych. Obecnie reprezentują go różne odmiany łupków chlorytowych, chlorytowo-epidotowych, epidotowo-amfibolowych oraz amfibolitowych z licznymi

wtrąceniami wapieni krystalicznych oraz z lokalnymi wkładkami porfiroidów. To świadczy, że w wyjściowym kompleksie wulkanitów dominowały tufy i lawy zasadowe, natomiast tufy i lawy kwaśne były reprezentowane zupełnie podrzędnie. Równocześnie liczne wtrącenia i przeławicenia wapieni krystalicznych wskazują, że równoległe z intensywną działalnością wulkaniczną odbywało się w geosynklinie gromadzenie osadów wapiennych.

Powyżej scharakteryzowanego kompleksu zalega zwarta sekwencja metadiabazów, których miąższość sięga kilkuset metrów. Towarzyszą im nieregularne wtrącenia masywnych metaryolitów. Kompleks metadiabazowy przechodzi ku północnemu zachodowi w skały gabroidowe, które znamionuje znaczny stopień przeobrażeń dynamometamorficznych. Obecnie reprezentują one zespół gabro-amfibolitowy. Równocześnie przejścia od metadiabazów do metagabr oraz obecność wtrąceń metaryolitów sugeruje, że równoległe z intensywnym wulkanizmem powierzchniowym rozwijały się formy subwulkaniczne, hypabysalne.

Zespoły skalne metamorfiku kłodzkiego są intensywnie przełażdowane. Na podstawie zebranego dotychczas materiału geologiczno-kartograficznego wydzielono w ich obrębie dwie duże struktury synklinorialne, północną i południową, rozdzielone przez strukturę antyklinorialną Korytów—Gołogłowy (Wojciechowska 1966, 1970). Struktury te regionalnie wykazują orientację E—W z niewielkimi, lokalnymi odchyleniami bądź ku NW, bądź ku SW. Uzyskana dotychczas dokumentacja paleontologiczna wskazuje, że część osadów, tj. wapień krystaliczny i fylity wapienne, pojawiające się w stropie fylitów serycytowych, należy do górnego syluru. Zalegające ponad nimi wulkanity są ogniwem młodszym i być może reprezentują częściowo dolny dewon. Łażdowanie i przeobrażenie metamorficzne całego zespołu skalnego metamorfiku kłodzkiego miało miejsce przed górnym dewonem bowiem niezmetamorfizowane, klastyczno-wapienne utwory górnego dewonu, udokumentowane paleontologicznie, zalegają w okolicach Kłodzka i Gołogłów niezgodnie i transgresywnie na przeobrażonych i sfałdowanych zespołach skalnych metamorfiku kłodzkiego (fig. 3). Ich metamorfoza i sfałdowanie mogą być efektem schyłkowych etapów orogenezy kaledońskiej przypadających na pogranicze dol-

nego i środkowego dewonu. Równocześnie obserwowana duża różnorodność mezostruktur, wyrażona w odmiennej morfologii oraz orientacji, sugeruje, że przekształcenia wyjściowego zespołu skalnego rozwijały się etapowo w zmiennym, złożonym polu sił.

W wyniku obserwacji wykonanych w północnej części metamorfiku kłodzkiego (Wojciechowska 1966), a następnie uzupełnionych danymi z jego części południowej (Wojciechowska 1970) ustalono, że styl strukturalny tej jednostki ulegał kilkakrotnemu przekształceniu. Mezostruktury z najwcześniejszych etapów rozwoju odkształceń są zachowane dość fragmentarycznie. Można wśród nich wyróżnić struktury prętowe, reprezentowane głównie przez pręty kwarcowe (quartz rods), śródfoliacyjne wyoczkowane fałdy (Hansen 1971) oraz złożone mezofałdy typu translacyjnego, kliważowego. Wszystkie te typy mezostruktur mają charakter kierunkowo-deformacyjny, który świadczy o ich rozwoju w zdefiniowanym polu sił. Równocześnie występowanie mezofałdów złożonych oraz fałdów wyoczkowanych sugeruje, że powstały one w wyniku nałożenia się dwóch kolejnych etapów deformacji ($F_1 + F_2$) o zbliżonej być może orientacji nacisków. Scharakteryzowane mezostruktury mają przebieg N—S z lokalnymi odchyleniami bądź ku NW, bądź ku NE. Może to sugerować, że zostały one ukształtowane w czasie nacisków o orientacji zbliżonej do równoleżnikowej (E—W).

Następny etap deformacji (F_3) jest zachowany powszechnie we wszystkich zespołach skalnych wchodzących w skład metamorfiku kłodzkiego. Ukształtowały się wówczas zespoły mezostruktur metamorficzno-krystalizacyjnych, które wskazują na odkształcenia w warunkach wybitnego uplastycznienia materiału. Do najpowszelej występujących mezostruktur z tego okresu należą krystalizacyjne struktury linijne, podkreślone kierunkowym ułożeniem minerałów słupkowych lub blaszkowych na powierzchniach foliacji, które układają się zgodnie z płaszczyznami osiowymi plastycznych, translacyjnych mezofałdów (F_3). Orientacja osi mezofałdów, zgodna z ułożeniem struktur linijskich sugeruje, że powstały one w tym samym etapie odkształceń. Przebieg mezostruktur odpowiadających deformacjom etapu F_3 jest zbliżony do równoleżnikowego z niewielkimi odchyleniami ku SE lub NE, co może wskazywać, że w czasie

ich formowania miały miejsce naciski o orientacji prawie merydionalnej (N—S). Równocześnie konsekwentne nachylenie mezostruktur z etapu krystalizacyjno-metamorficznego (F_3) w kierunku wschodnim podkreśla, że po stronie zachodniej metamorfiku kłodzkiego odsłaniają się na powierzchni jego najgłębsze poziomy.

Kolejny etap odkształceń (F_4) został odnotowany w utworach skalnych metamorfiku kłodzkiego przez uformowanie drobnych mezołańców o charakterze płaskiego gufrazu, fleksur lub fałdów załamowych o przegubach podkreślonych pęknięciami, które są z reguły wypełnione przez drobne sekrecje kwarcowe, co może świadczyć o dalszym rozwoju przeobrażeń metamorficznych lub też łączyć się z doprowadzeniem materiału z zewnątrz. Środowisko, w którym powstawały te struktury, niewątpliwie cechowało się niewielkimi naciskami dynamicznymi, co przy deformowaniu już usztywnionego materiału sprzyjało rozwojowi odkształceń o charakterze półplastycznym, a częściowo nawet dysjunktywnym. Regionalna orientacja omówionych struktur, zbliżona do południkowej (N—S) z nieznacznymi odchyleniami ku NE świadczy, że rozwijały się one przy naciskach zorientowanych prawie równoleżnikowo (W—E).

Zmetamorfizowane i sfałdowane serie skalne metamorfiku kłodzkiego uległy następnie kolejnym deformacjom najczęściej dysjunktywnym. Zostały one podkreślone przez zbudowanie zespołów o odmiennej kompetencji (pl. XI, 2) oraz przez utworzenie stref objętych lokalną kataklazą i mylonityzacją skał, co wskazuje na rozwój odkształceń w całości skonsolidowanym i usztywnionym materiale. Szerokość uformowanych stref kataklastyczno-mylonitycznych, w granicach od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, świadczy o znacznym nasileniu deformacji dynamicznych. Regionalnie przebieg ich jest zbliżony do południkowego. Następnie efekty odkształceń shtywnych zostały częściowo zatarte przez rekrytalizację połączoną z wyraźną podeformacyjną blastezą albitową i mikroklonową. Należy sądzić, że głębokie strefy kataklastyczno-mylonityczne stanowiły naturalne drogi dla uruchamianych wgłębnych emanacji, co potwierdza uformowanie w rejonie Ścinawki, w północnej części metamorfiku kłodzkiego, ciała granitoidowego. Granitoidy Ścinawki (Wojciechowska 1966) mają nieregularną formę występowania, wydłużoną w kierunku NNW—SSE.

Występują one wśród skał strefy mylonityczno-kataklastycznej, która wykazuje zbliżoną orientację (NNW—SSE). Skład mineralny tych granitoidów odpowiada granodiorytom amfibolitytowym (Hejtman 1957). Zawierają one liczne inkluzje i relikty skał swej osłony, tj. amfibolitów, fyllitów oraz skał kataklastyczno-mylonitycznych. Kontakty granitoidów ze skałami osłony są nieostre, towarzyszy im bowiem szeroki front feldspatytacji wywołujący wyraźną rekrytalizację i blastezę w skałach otaczających. Opierając się na zaproponowanej przez K. Smulikowskiego (1958) klasyfikacji granitoidów, zaliczono granitoidy Ścinawki (Wojciechowska 1966) do grupy granitoidów metamorficznych, uważając równocześnie, że stanowią one jeden z młodszych elementów ewolucji metamorfiku kłodzkiego. Izotopowy wiek granitoidów Ścinawki nie został dotychczas ustalony.

Najmłodsze etapy odkształceń, zarówno w przeobrażonych zespołach skalnych metamorfiku kłodzkiego jak i w granitoidach, zostały wyrażone przez liczne deformacje nieciągłe, które reprezentują różnokierunkowe spękania oraz dyslokacje. Orientację spękań skalnych w południowej części metamorfiku kłodzkiego odzwierciedlają załączone diagramy oraz mapa ich rozmieszczenia (fig. 5*d* i 4).

STRUKTURA BARDZKA

Struktura bardzka jest jednostką geologiczną otaczającą kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy od północnego zachodu. W jej budowie biorą udział utwory starszego oraz młodszego paleozoiku. Problemami geologicznymi struktury bardzkiej, litologią, stratygrafią oraz tektoniką zajmowało się wielu autorów. Wśród opracowań podstawowych należy wymienić publikacje: Raumer (1819), Beyrich (1849), Cloos (1922), Bederke (1929), Petrascheck (1944), Oberc (1953, 1957, 1966, 1972), Malinowska (1955), Teller (1959, 1960, 1962) oraz Kuchciński (1964). Cytowani autorzy są zgodni, że struktura bardzka jest złożona ze skał wieku paleozoicznego. Pewne rozbieżności w ustalaniu następstwa stratygraficznego wynikają ze znikomej jak dotychczas dokumentacji paleontologicznej utworów. Poza nielicznymi punktami serie skalne struktury bardzkiej są z reguły nieme. Dodatkowo znaczne podobieństwo lito-

logiczne różnowiekowych utworów utrudnia korelację litostratygraficzną intensywnie sfałdowanych i zaburzonych przez dyslokację skał.

Na podstawie opracowań Oberca (1953, 1957, 1966, 1972) można przyjąć, że najstarsze serie struktury bardzkiej należą do ordowiku. Reprezentują je jasne, słabo zwięzłe piaskowce kwarcytowe i kwarcyty. Ich miąższość jest nieznaczna i waha się w granicach od kilku do kilkunastu metrów. Na kwarcytach zalegają czarne łupki krzemionkowe (lidyty) przeławiczone drobnymi wkładkami łupków ilastych, miejscami ilasto-piaszczystych barwy ciemnoszarej. Łupki te ku stropowi przechodzą w utwory aleurytowe z wykwitami ałunowymi oraz kongrecjami i wtrąceniami fosforytowymi. Występują w nich przeławiczenia tufitowe, które świadczą o pewnych przejawach wulkanizmu w tym okresie. Na podstawie bogatej dokumentacji paleontologicznej, głównie graptolitów, wiek łupków (Malinowska 1955) został określony jako sylur (landower – wenlock – ludlow). Miąższość tych utworów nie przekracza 80 m. Ponad nimi zalegają łupki ilaste, lokalnie krzemionkowe, o pstrym zabarwieniu, które reprezentują dolne i częściowo środkowe ogniwa dewonu (Teller 1960; Kuchciński 1964). Zespół warstw ordowicko – sylursko – dolno- i częściowo środkowodewońskich został zaburzony i sfałdowany przed górnym dewonem, na co zdaniem Oberca (1957, 1972) wskazuje luka sedimentacyjna przypadająca na wyższe ogniwa środkowego dewonu. Zdaniem cytowanego autora (Oberc *ibid.*) zaburzenia te zostały wywołane naciskami o orientacji zbliżonej do merydionalnej (N – S). W ich efekcie zostały uformowane fałdy o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego, które Oberc wiąże z deformacjami wywołanymi przez młodokaledońskie lub starowaryscyjskie ruchy tektoniczne. Łączną miąższość sfałdowanej serii staropaleozoicznej autor ten ocenia na około 300 m.

Kolejna transgresja na obszarze struktury bardzkiej miała miejsce w czasie górnego dewonu. Nastąpiło wówczas nagromadzenie osadów gruboklastycznych, zlepieńcowatych, których miąższość jest nieznaczna i wynosi zaledwie kilka metrów. Ponad nimi rozwinęły się osady drobnoklastyczne, piaszczysto-wapienne, przechodzące ku górze w wapienie. Obecność fauny clymeniowej w wyższych poziomach wapieni wskazuje na sukcesywne pogłębianie zbiornika

sedymencyjnego. Najwyższe horyzonty wapieni mają jednak charakter bulasty, co sugeruje, że osad gromadził się w niespokojnym, nieustabilizowanym środowisku. Łączna miąższość osadów górnego dewonu, zdaniem Oberca (1957), wynosi około 50 m.

Następnie w karbonie dolnym zostaje nagromadzona miąższa seria osadów wykształconych w facji kulmowej. Są to naprzemianległe utwory gruboklastyczne, zlepieńcowate i szarogłazowe oraz drobnoklastyczne szarogłazowo-mułcowe, mułcowe, a nawet aleurytowe, reprezentowane przez ciemne łupki ilaste. Regionalnie osady drobnoklastyczne dominują w wyższych ogniwach dolnego karbonu, a lokalnie pojawiają się w nich nawet wkładki wapieni. Zdaniem Oberca (*ibid.*) ma to świadczyć o zmniejszaniu się różnic facjalnych w związku z wyrównywaniem dna w dolnokarbońskim basenie sedimentacyjnym. Ogólna miąższość osadów dolnego karbonu w strukturze bardzkiej, zdaniem cytowanego autora, sięga rzędu 1000 m. Akumulacja dolnokarbońska została przerwana u schyłku wizenu. Intensywne ruchy tektoniczne wywołały zaburzenie i sfałdowanie utworów dolnokarbońskich oraz przełaśdowanie ich z utworami staropaleozoicznymi. Deformacje rozwijały się przy naciskach zorientowanych w kierunku NE – SW (Oberc 1957, 1966, 1972). W wyniku tego zostały uformowane fałdy o przebiegu NW – SE, które zaburzyły i zreorientowały przebieg starszych fałdów ukierunkowanych równoleżnikowo. Dzięki ich nałożeniu się na wcześniejszy plan strukturalny w seriach ordowicko – sylursko – dolno- i środkowodewońskich rozwinęły się skomplikowane formy interferencyjne. Zdaniem Oberca (*ibid.*) deformacje dolnokarbońskiego zespołu skalnego miały miejsce w fazie sudeckiej orogenezy hercyńskiej.

Dalsze skomplikowanie budowy omawianej jednostki spowodowały ruchy tektoniczne odpowiadające fazie asturyjskiej przypadającej na westfal (Oberc *ibid.*). Wówczas przy naciskach zorientowanych prawie równoleżnikowo (W – E) powstały fałdy o przebiegu zbliżonym do merydionalnego. To ponowne nałożenie się kolejnych fałdów na wcześniejszy, już skomplikowany obraz strukturalny spowodowało uformowanie złożonych fałdów oraz poprzecznych elewacji i depresji. Ruchy te zamknęły równocześnie etap formowania struktur fałdowych i doprowadziły do skonsolidowania i usztywnienia

omawianej jednostki. Młodsze deformacje zostały w niej odnotowane poprzez liczne odkształcenia o charakterze sztywnym, dysjunktywnym. Ponadto spowodowały one przekształcenie obszaru struktury bardzkiej z reżimu akumulującego w reżim alimentujący. Bowiem młodsze sedymenty, reprezentujące utwory górnego karbonu oraz dolnego permu, zostały nagromadzone jedynie w północno-zachodniej peryferii omawianej jednostki i łączą się już genetycznie z osadami wypełniającymi synklinorium śródsudeckie.

W efekcie nałożenia się struktur fałdowych, uformowanych fazowo w zmiennym polu sił, powstała poligeniczna budowa wewnętrzna struktury bardzkiej, która zdaniem Oberca (*ibid.*) ma charakter rozległego synklinorium o rozciągłości NW—SE. Wspomniany autor wyróżnił w niej ponadto trzy główne rejony o odmiennej orientacji dominujących struktur. Są to: rejon północno-zachodni — o charakterze złożonej, złuszkowanej synkliny, w której dominują elementy strukturalne o orientacji NW—SE; rejon środkowy — który cechuje się dominacją kierunków N—S w ułożeniu elementów strukturalnych; rejon południowo-wschodni — określony również jako depresja wschodnia o orientacji elementów strukturalnych W—E. Każdy z wydzielonych rejonów składa się z szeregu struktur tektonicznych niższego rzędu, których w obrębie całej struktury bardzkiej cytowany autor wyróżnił ponad pięćdziesiąt.

Własne obserwacje mezostrukturalne w seriach skalnych struktury bardzkiej wykonano wzdłuż kontaktu z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym w strefie o szerokości od 5 km do 10 km. Jest to obszar o łącznej powierzchni około 60 km², obejmujący południowe, południowo-wschodnie oraz wschodnie peryferie struktury bardzkiej. Rozciąga się on pomiędzy miejscowościami: Gołogłowy—Wojciechowice—Podzamek—Laskówka (fig. 3). W jego obrębie Oberc (1957, 1972) wyróżnił ponad 20 składowych struktur tektonicznych, do których należą m. in. (od SW ku NE): fałd parautochtoniczny Gołogłów, nasunięcie kłodzkie, jednostka Roźca, wiązka fałdów Podtynia—Ławicy—Boguszyna, cała grupa fałdów Wojciechowice, strefa tektoniczna Podzamka, synklina Kłapacza, antyklina Ostrej Góry oraz szereg fałdów rejonu Janowca—Dzbanowa. Zbadany obszar obejmuje południową część „rejonu środkowego” o ułożeniu

elementów strukturalnych N—S oraz całość obszaru „rejonu południowo-wschodniego”, czyli „depresji wschodniej” o orientacji elementów strukturalnych W—E.

W budowie geologicznej opracowanego obszaru (Bederke 1927, 1929; Finckh *et al.* 1942; Oberc 1953, 1957, 1966, 1972) biorą udział intensywnie prześladowane serie staro- i młodopaleozoiczne struktury bardzkiej. Jednakże przynależność wiekowa poszczególnych zespołów warstw, określana na podstawie korelacji litostratygraficznych, jest ujmowana bardzo rozbieżnie. Bederke (*ibid.*) oraz Finckh *et al.* (*ibid.*) przyjęli, że w tej części struktury bardzkiej dominującą rolę odgrywały utwory staropaleozoiczne. Natomiast Oberc (*ibid.*) uważa, że są tu głównie rozprzestrzenione utwory wieku młodopaleozoicznego, dolnokarbońskiego, a jedynie lokalnie, w partiach osiowych fałdów, pojawiają się utwory staropaleozoiczne, do których cytowany autor zaliczył również kwaśne wulkanity i ich tufy, występujące w południowo-wschodnim obrzeżeniu struktury bardzkiej, tj. pomiędzy Gołogłowami na zachodzie a Jaszczówką na wschodzie.

W seriach skalnych na opracowanym obszarze występuje powszechnie zachowany bogaty zespół bardzo różnorodnych mezostruktur. Przeprowadzone obserwacje wykazały, że mają one odrębne wykształcenie morfologiczne oraz odmienną orientację przestrzenną (fig. 3 i 9), co zdaje się potwierdzać sugestie Oberca (1957, 1966, 1972), że deformacje zespołów skalnych struktury bardzkiej miały rozwój etapowy i przebiegały w złożonym, zmiennym polu sił.

Najstarszy etap deformacji został wyrażony przez słabą rekrytalizację metamorficzną serii skalnych (pl. II, 4), która spowodowała przekształcenie pierwotnych powierzchni stratyfikacji S_1 w powierzchni foliacji S_2 (Turner, Weiss 1963). Zaobserwowana zgodność orientacji powierzchni stratyfikacji oraz foliacji ($S_1 // S_2$) sugeruje, że uformowane w tym etapie mezo-fałdy F_1 były fałdami izoklinalnymi, ściśniętymi, bowiem jedynie w mezofałdach o takiej morfologii rekrytalizacja metamorficzna, rozwijająca się zgodnie z orientacją powierzchni osiowych fałdów, jest na skrzydłach fałdów równoległa do powierzchni stratyfikacji, natomiast w przegubach fałdów przecina je niezgodnie. Ślady przecięć powierzchni stratyfikacji

S_1 oraz foliacji S_2 wyznaczają najstarszą generację struktur liniowych l_1 , które mają z reguły charakter pręcikowy. W terenie nie napotkano na wyraźnie zachowane przeguby najstarszej generacji mezofałdów F_1 . Zaobserwowano natomiast powszechnie zachowane struktury liniowe l_1 . Należy przypuścić, że w czasie późniejszych deformacji przeguby mezofałdów F_1 uległy przebudowie i zostały zniszczone lub całkowicie zatarte. O ich uprzedniej obecności świadczą jedynie zachowane pręcikowe struktury liniowe l_1 , które są dostępne do bezpośrednich obserwacji w odsłonięciach zarówno w rejonie Boguszyna, jak i Wojciechowie oraz Podzamka i Laskówki.

Następny etap deformacji wyrażony został przez uformowanie mezofałdów F_2 . Są to z reguły fałdy translacyjne o pogrubionych wyraźnie przegubach. Zaburzają one powierzchnie foliacji S_2 , które, jak już wspomniano, są podkreślone przez słabą, ale wyraźną rekrytalizację metamorficzną. Mezofałdy F_2 wykazują bardzo zmienną orientację przestrzenną. W części południowej, w okolicy Boguszyna i Wojciechowie, mają one przebieg SW—NE z odchyleniami ku W—E oraz wykazują asymetrię południowo-zachodnią. W części środkowej, w okolicy Podzamka, mają orientację zbliżoną do N—S, a asymetrię wschodnią. Natomiast w części północnej, w okolicy Laskówki, wykazują orientację W—E oraz asymetrię północną (Wojciechowska — w druku). Również kierunek zanurzania jak i kąt nachylenia mezofałdów F_2 jest zmienny (fig. 3 i 9). Ze względu na swe rozmiary należą one do typowych mezostruktur, gdyż ich amplituda waha się w granicach od kilku do kilkunastu centymetrów. Na przegubach mezofałdów F_2 obserwuje się zdeformowane, wygięte, ale dostatecznie wyraźne struktury liniowe l_1 , pochodzące z wcześniejszego etapu deformacji. Skośne ułożenie struktur l_1 ($15-20^\circ$) względem przegubów mezofałdów F_2 wskazuje, że zostały one uformowane w polu sił o odmiennej, chociaż bardzo zbliżonej, orientacji nacisków, a ukształtowane w następstwie mezofałdy F_1 i F_2 nie były względem siebie całkowicie koaksjalne. Równoległe do powierzchni osiowych mezofałdów F_2 przebiega wyraźny kłiważ S_3 . Lokalnie, w rejonie Podzamka, towarzyszy mu rekrytalizacja metamorficzna. Na przecięciach powierzchni S_2 i S_3 formują się kolejne struktury liniowe typu pręcikowego lub

ołówkowego (pencil structures), należące do struktur typu kierunkowo-deformacyjnego. Zacierają one częściowo lub zaburzają przebieg struktur liniowych l_1 pochodzących z wcześniejszego etapu odkształceń.

Kolejny, młodszy etap deformacji został wyrażony przez ukształtowanie mezofałdów F_3 o orientacji NW—SE i stosunkowo łagodnym zanurzeniu ku SE. Wykazują one względem mezofałdów F_2 superpozycję, którą podkreśla wyginanie się lub owijanie mezofałdów F_2 na przegubach mezofałdów F_3 . Powierzchnie osiowe fałdów F_3 są nachylone pod stromymi kątami ku NE. Fałdy te mają południowo-zachodnią asymetrię co wskazuje na transport tektoniczny skierowany z NE ku SW. Mezofałdy F_3 nie mają wyraźnie pogrubionych przegubów i wykazują morfologię zbliżoną do tzw. fałdów koncentrycznych. Ich powierzchniom osiowym S_4 towarzyszy złupkowanie połączone tylko lokalnie z kierunkową rekrytalizacją ziarna, głównie łyszczaków. Te krystalizacyjne struktury liniowe nurzają się zgodnie z nachyleniem mezofałdów F_3 ku SE. Ich obecność sugeruje, że deformacje w tym okresie miały charakter plastyczny. Amplitudy oraz rozpiętość mezofałdów F_3 są zmienne i wahają się w granicach od kilku centymetrów do kilkunastu metrów, co stawia je w strefie przejściowej pomiędzy mezo- a makrostrukturami.

Najmłodszy etap deformacji fałdowych został wyrażony przez uformowanie mezofałdów F_4 . Są one powszechnie zachowane jako płaski gufraż lub jako płaskie fałdki o szerokiej podstawie i małej amplitudzie, bądź też w postaci fałdków dachówkowatych, załomowych (kink bands), w których powierzchni osiowym S_5 towarzyszą liczne pęknięcia. Ich morfologia świadczy o znacznym usztywnieniu odkształcanego materiału. Orientacja mezofałdów F_4 waha się od NE—SW do NNE—SSW i wskazuje, że mogły się one rozwijać przy naciskach zorientowanych NW—SE lub zbliżonych do W—E.

W skałach struktury bardzkiej obok omówionych deformacji, wyrażonych przez mezofałdy F_1-F_4 , obserwowano również liczne typowe odkształcenia nieciągłe, dysjunktywne połączone nawet z mylonityzacją i kataklazą skał (pl. II, 2; V, 7). Najczęściej zaznaczają się one w intensywnym spękaniu zespołów skalnych, a także w formie dyslokacji. Te ostatnie

spowodowały rozczłonkowanie struktury bardzkiej na szereg bloków. Orientację spękań skalnych obrazują załączone diagramy oraz mapa ich rozmieszczenia (fig. 5a, c, d; fig. 4).

Zgromadzone obserwacje orientacji mezostruktur, w omawianej części struktury bardzkiej (fig. 3 i 9), wskazują, że zawdzięczają one swe powstanie deformacjom, które rozwijały się w zmiennym i niejednorodnym polu sił. Wcześniejsze etapy odkształceń, w czasie których uformowane zostały mezofały F_1 – F_4 , początkowo miały miejsce w warunkach wybitnego uplastycznienia materiału (F_1), a następnie doprowadziły do jego usztywnienia (F_4) i konsolidacji serii skalnych, tak że w kolejnych, młodszych etapach odkształceń były one podatne tylko na deformacje dysjunktywne. W efekcie długotrwałej ewolucji tektonicznej została uformowana jednostka o skomplikowanym stylu strukturalnym, który obecnie można określić jako fałdowo-uskokowy.

OSTAŃCE DENUDACYJNE OSŁONY STROPOWEJ

Ostańce denudacyjne osłony stropowej występują w formie izolowanych płatów prawie na całym obszarze kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. Najlicznej są one reprezentowane w północno-wschodnim krańcu masywu w okolicy Mąkolna, w części środkowej, tj. pomiędzy Podzamkiem, Laskami i Droszowem, gdzie pojawiają się w formie dużych kier, a także w części południowej, w rejonie Żelazna i Rogówka (fig. 3 i 9). W morfologii zaznaczają

się na ogół jako wyraźne wzniesienia górujące nad pozostałym wyrównanym terenem. Ich powszechne występowanie świadczy o bardzo płytkim rozcięciu erozyjnym stropu masywu.

W ostańcach denudacyjnych osłony stropowej występują różne skały metamorficzne, w znacznym stopniu przeobrażone kontaktowo i przekształcone w hornfelsy (pl. V, 4). Jednakże pomimo istotnych zmian w składzie mineralnym, a także strukturze i teksturze, można w tych utworach określić charakter skał wyjściowych. Są to różne odmiany gnejsów, amfibolitów, wapieni krystalicznych oraz łupków łyszczykowych. Ich kontakty z otaczającymi granitoidami są bardzo płynne, nieostre. Najczęściej w strefach granicznych pojawiają się zazębienia typu „lit par lit”, zatokowego przenikania lub nebulitycznego rozplawiania (pl. XVII, 3; XVIII, 1). Strefy te nie są jednak szerokie i granice ostańców można ująć kartograficznie, opierając się na obserwacjach makroskopowych różnic strukturalnych i teksturalnych, jakimi cechują się w odniesieniu do otaczających skał masywu. Jak wykazały zebrane obserwacje, zespół skał występujących w ostańcach denudacyjnych jest podobny do zespołu wchodzącego w skład strońskiego kompleksu suprakrustalnego w metamorfiku łądecko-śnieżnickim, co dodatkowo podkreśla identyczny zespół mezostruktur. Jednakże ich orientacja w poszczególnych krach jest zmienna (fig. 3). Również wielkość, kształt oraz orientacja przetrzenna kier jest zmienna; obrazują to załączone mapy (fig. 3 i 9).

CHARAKTERYSTYKA BUDOWY GEOLOGICZNEJ MASYWU

Kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy, jak już wspomniano na wstępie, zajmuje w rejonie kłodzkim szczególną pozycję, gdyż występuje u zbiegu kilku jednostek tektonicznych wyższego rzędu (fig. 2; 3; 9). Zagadnieniami jego budowy geologicznej zajmowało się wielu autorów. Wyniki podstawowych prac przedstawiono w rozdziale omawiającym historię rozwoju badań. Z ich zestawienia wynika, że poglądy na podstawowe problemy petrograficzne, genetyczne, stratygraficzne jak i tektoniczne są bardzo rozbieżne i kontrowersyjne.

Zgromadzony w czasie prac kartograficznych materiał (fig. 3) potwierdził wydłużenie odkrytej przez erozję części masywu w kierunku

NE–SW. Niemniej jednak wykazał, że zarówno w części północnej, pomiędzy Laskówką a Chwałisławiem, jak i w części południowej, w rejonie Krosnowice–Skrzynka, następuje wyraźne rozszerzenie wychodni skał masywu. Oba obszary są rozdzielone przewężeniem zaznaczającym się w środkowej części masywu, pomiędzy Podzamkiem a Droszowem, gdzie też najliczniej reprezentowane są ostańce denudacyjne osłony stropowej masywu. W morfologii wspomniane przewężenie zaznacza się w formie kulminacji o przebiegu prawie prostopadłym do ogólnej rozciągłości masywu (pl. I, 2). W ten sposób kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy jest wyraźnie rozdzielony na trzy części, których

granice mają w zasadzie charakter naturalny, gdyż znajdują odzwierciedlenie w ukształtowaniu pionowym. W celu systematycznego omówienia skały masywu zostaną scharakteryzowane kolejno od północy ku południowi.

ZARYS LITOLOGICZNO-PETROGRAFICZNY SKAŁ MASYWU

OBSZAR PÓLNOCNY

Do obszaru północnego należy część kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego o powierzchni około 40 km², rozciągająca się pomiędzy brzegiem Sudetów, tj. od miejscowości Laskówka—Ożary—Mąkolno, na północy a stokami kulminacji morfologicznej, tj. do miejscowości Laski—Chwalisław, na południu. Jest to obszar pagórkowaty o wzniesieniach rzędu 400—450 m n.p.m., rozcięty przez liczne potoki spływające ku północy. Są to od zachodu ku wschodowi: Małucha, Ożarski Potok oraz Mąkolnica, do których wpadają liczne boczne dopływy. Skały masywu są na tym obszarze łatwo dostępne do obserwacji, gdyż obok wcięć potoków i naturalnych skałek znajdują się na nim liczne kamieniołomy. Ostro i głęboko wcięte doliny wspomnianych potoków rozdzielają cały obszar północny na mniejsze rejony, które w pewnym sensie mają również naturalne granice. Są to: rejon Laskówki, obejmujący północno-zachodnią część masywu, sięgający do Ożarskiego Potoku na wschodzie, o zupełnie wyrównanej morfologii i wzniesieniach rzędu 407—415 m n.p.m.; rejon Olchówki rozciągający się pomiędzy Ożarskim Potokiem a doliną Mąkolnicy, ze znajdującą się na nim zwartą grupą wzgórz, wśród których najwyższym wzniesieniem jest Olchówka 465,4 m n.p.m.; rejon Chwalisława, do którego należy północno-wschodnia część masywu pomiędzy doliną Mąkolnicy a zachodnimi zboczami głównego pasma Gór Złotych.

W dotychczasowej literaturze były opisywane w obrębie obszaru północnego masywu dwa podstawowe typy skał. Jeden jako główny, wliczany do tzw. „typowych syenitów kłodzko-złotostockich”, oraz drugi wydzielany jako „dioryty z Olchówki” (mapa geologiczna w skali 1:25 000, ark. Wojciechowice). Te ostatnie Cloos (1936) uważał za starsze, przyjmując że są relikdami wyjściowych, pretektonicznych skał gabra-

idowych, które w mniejszym stopniu uległy leukokratyzacji. Odmienny pogląd wyrazili natomiast Finckh *et al.* (1942) oraz Oberc (1972), którzy uznali że dioryty z Olchówki występują w formie żył i są młodsze od skał otaczających. Z kolei Bederke (1922, 1927) uważał, że skały te są równowiekowymi, a ich zróżnicowanie wiąże się z wchłanianiem i asymilacją różnych skał osłony leuko- lub melanokratycznych. Te rozbieżne poglądy na genezę skał północnej części masywu skłoniły do przedstawienia ich charakterystyki kolejno w wydzielonych powyżej rejonach.

Rejon Laskówki. Skały kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego w rejonie Laskówki są reprezentowane głównie przez jasnoszare lub szaroróżowe, średniokrystaliczne, często porfirowate granodioryty, a lokalnie przez skały o składzie zbliżonym do granitów monzonitowych. Na mapie opracowanej przez Beyricha *et al.* (1867) zostały one wydzielone nawet jako granity, natomiast na mapie geologicznej w skali 1:25 000, ark. Wojciechowice, opatrzonej objaśnieniami przez Finckha *et al.* (1942), wliczone zostały do syenitów kwarcowych. Ich cechą charakterystyczną jest nierównomierne rozmieszczenie składników w tle (Wojciechowska — w druku). Składniki ciemne, wśród których dominuje biotyt, grupują się w segregacjach (pl. XV, 1, 2). Tło skalne jest złożone z plagioklazów o jasnoszarym lub żółtoszarym zabarwieniu z których część jest dobrze wykształcona, a poszczególne ziarna o pokroju słupkowym osiągają długość do 3 cm i podkreślają porfirowatą strukturę. Obok plagioklazów w tle występuje skałek potasowy o różowym zabarwieniu oraz szary kwarc. Bardzo pospolicie występują cygarowato wydłużone inkluzje skał osłony (pl. XV, 1, 2; XVI, 2). Ich granice z otaczającym granodiorytem są z reguły nieostre.

Pod mikroskopem skały wykazują strukturę hipautomorfowozziarnistą, a teksturę segregacyjną. Składnikami najlepiej wykształconymi są plagioklasy do 5 mm, których pokrój jest tabliczkowy lub słupkowy. Ulegają one wyraźnej saussurytyzacji, są zmętniałe, pokryte drobnymi łusczkami serycytu. Plagioklasy najczęściej wykazują budowę pasową (pl. III, 2) z zawartością w partiach jądrowych 37—41% An, a w obwódkach około 20% An. Są też plagioklasy nie wykazujące budowy pasowej, o zawartości średnio 25% An. Biotyt grupuje

się w segregacjach, jednak wykształcenie i wielkość blaszek są zmienne. Dominują drobne strzępiaste blaszki poprzetykane licznymi wrostkami, w których obok ziarenek cyrkonu spotyka się igielki rutyłu, a niekiedy magnetyt. Biotyt jest silnie pleochroiczny. Obok biotyту w segregacjach występuje hornblendę, a niekiedy piroksen. Piroksen jest bladezielony, niepleochroiczny. Najczęściej są to drobne reliktu prawie całkowicie zastępowane przez hornblendę, w której zachowuje się łupliwość charakterystyczna dla piroksenu. Hornblendę zastępująca piroksen jest włóknista. Towarzyszą jej nagromadzenia tlenków żelaza. Natomiast hornblendę pierwotną, występującą również w segregacjach, ma kryształy o pokroju słupkowym. Hornblendę często przechodzi w biotyt. Proces ten zaznacza się pojawieniem plam w centrum lub na brzegach przekształcanego kryształu (pl. III, 1). Biotyt z kolei ulega chlorytyzacji (pl. V, 1). Analizując skład mineralny segregacji można zauważyć, że są one agregatami złożonymi z piroksenu, hornblendy, biotyту i chlorytu, a udział poszczególnych minerałów w składzie agregatów jest zmienny. Skaleń potasowy jest reprezentowany przez mikroklin o wykształceniu ksenomorficznym. Wypiera on plagioklasy, w których pojawia się bądź w drobnych infiltracjach rozmieszczonych plamiście (pl. III, 3), bądź wnika w nie zatokowo, a niekiedy zamyka w sobie nieregularne reliktu prawie całkowicie zresorbowanych plagioklazów. Mikroklin zawiera w swym tle liczne wrostki, wykazuje również przerosty pertytowe. Kwarce podobnie jak mikroklin występuje w ksenomorficznych ziarnach. Najczęściej wypełnia wszystkie wolne przestrzenie pomiędzy pozostałymi składnikami i daje drobnoziarniste skupienia. Często wnika zatokowo lub przerasta sitowo sąsiednie minerały, najczęściej hornblendę, ponadto tworzy liczne myrmekity (pl. III, 5). Wśród minerałów akcesorycznych dominuje apatyt o stosunkowo dobrym wykształceniu ziarn. Cyrkon jest zazwyczaj rozsiany w tle biotyту, gdzie podkreślają go obwódki pleochroiczne. Tlenki żelaza oraz rutył towarzyszą segregacjom minerałów barwnych.

Secharakteryzowany powyżej typ skał występuje prawie w całej północno-zachodniej części obszaru północnego i sięga aż do linii Łaski — Ożary, gdzie występuje jeszcze na prawym brzegu Ożarskiego Potoku. Analizując charakter

składników femicznych w granodiorycie można zaliczyć te skały do granodiorytów biotytowych, a częściowo do biotyto-amfibolowych (Hejtmann 1957). Równocześnie analizy mikrometryczne, wykonane na płytkach cienkich z granodiorytów rejonu Łaskówki, wykazały, że ich skład mineralny waha się w następujących przedziałach: kwarc 15—25%; mikroklin 16—21%; plagioklaz 32—44%; amfibol + piroksen 8—12%; biotyt + chloryt 11—16%; drobne agregaty serycytowe z klinozoizytem i epidotem 0,5—1,8%; minerały akcesoryczne — apatyt, cyrkon, rutył 0,4—1%; tlenki żelaza 0,3—0,7%. Punktowe wahania składu mineralnego są dość znaczne, jednakże jest to uwarunkowane zarówno grubym ziarnem skały jak i segregacyjnym rozmieszczeniem składników.

Rejon Olchówki. W rejonie tym obok granodiorytów, wykształconych podobnie jak uprzednio opisane skały z rejonu Łaskówki, występują skały określane w literaturze bądź jako „gnejsy hornblendowe” (Beyrich *et al.* 1867), bądź jako „syenity hornblendowe” (Traube 1890) lub też jako dioryty (Finckh 1926; Finckh *et al.* 1942). Są one średniokrystaliczne, niekiedy porfirowate, barwy ciemnoszarej do ciemnozielonej i charakteryzują się wyraźnym planarnym ułożeniem składników. Ich ściśle wyodrębnienie kartograficzne od otaczających granodiorytów jest utrudnione, gdyż pomiędzy obu typami skał obserwuje się stopniowe przejścia. Polegające na sukcesywnym wzroście ilości składników barwnych, a malejącym udziale składników jasnych. Równocześnie wśród składników barwnych stopniowo maleje ilość biotyту, a wzrasta zawartość amfibolu oraz piroksenu.

W składzie mineralnym omawianych skał można wyróżnić: piroksen, amfibol, plagioklaz oraz zmienne ilości biotyту, skaleń potasowego oraz kwarcu. Pod mikroskopem skała wykazuje strukturę hipidiomorfowozziarnistą a teksturę kierunkową, segregacyjną. Piroksen jest z reguły idiomorficzny, zielonkawy bez pleochroizmu, z typową łupliwością, o własnościach optycznych zbliżonych do diopsydu. Amfibol jest pospolitszy, ale wykazuje mniejszy stopień idiomorfizmu. Zwykle daje sitowe przerosty z innymi składnikami, a najczęściej obrasta piroksen. Ma barwę intensywnie zieloną i jest pleochroiczny. Skupieniom piroksenowo-amfibolowym towarzyszy bardzo licznie chloryt, natomiast biotyt występuje w niewielkich ilościach, jest inten-

sywnie pleochroiczny i pojawia się w drobnych strzępiastych blaszkach. Plagioklaz wykazuje z reguły budowę pasową (pl. V, 2). W partiach jądrowych zawiera około 61 % An, a w obwódkach około 26 % An. Zasadowe jądra są prawie całkowicie zastąpione przez produkty wtórne, do których należą serycyt, epidot oraz klinozoyt. Dobudowywane obwódki kwaśniejsze powodują częściowe korodowanie zasadowego jądra (pl. V, 2), stąd jego zarys staje się nieregularny, rozmyty. Skaleń potasowy pojawia się w niewielkich ksenomorficznych ziarnach, a niekiedy obrasta plagioklaz. Podobnie kwarc jest zawsze ksenomorficzny i najczęściej zjawia się w niewielkich agregatowych skupieniach, nieregularnie rozsianych w tle skalnym. Wśród minerałów akcesorycznych dominuje apatyt oraz tytanit, najczęściej o idiomorficznym wykształceniu, następnie tlenki żelaza oraz ortyt, a zupełnie podrzędnie występuje cyrkon.

Ogólnie składniki barwne, femiczne stanowią do 45 % składu mineralnego omawianych skał. Wśród minerałów jasnych dominują plagioklasy, których ilość sięga 50 % składu, przy czym średnia zawartość An wynosi 42 %, a niektóre osobniki w partiach jądrowych ziarn wykazują nawet 75 % An. Zawartość skalenia potasowego jest niska i nie przekracza nigdzie 8 %. Również kwarc występuje podrzędnie, a jedynie lokalnie osiąga 12 % składu mineralnego skały. Równocześnie brak ostrych granic z otaczającymi granodiorytami oraz nieregularne formy wystąpienia omawianych skał zdają się potwierdzać pogląd Bederkego (1922, 1927), że są to lokalne bardziej melanokratyczne derywaty kłodzko-złotostockich granitoidów.

Rejon Chwalisławia. Rejon ten obejmuje północno-wschodnią część kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, która stanowi najlepiej odsłonięty obszar. Liczne kamieniołomy, naturalne skałki, a także skarpy dróg oraz wcięcia potoków umożliwiają wykonanie obserwacji w ciągłych profilach, których długość sięga kilkuset metrów. W dotychczasowej literaturze charakterystykę petrograficzną skał z tego rejonu zawierają publikacje: Hare (1879), Traube (1890), Finckh (1926), a z pozycji najnowszych Borkowska (1959) i Kowalski (1967). Na podstawie wyników badań zawartych w cytowanych opracowaniach okazuje się, że skały granitoidowe, występujące w rejonie Chwalisławia, są zróżnicowane i można wśród nich

wydzielić szereg odmian bardziej leuko- lub melanokratycznych. W oparciu o wyniki prac kartograficznych stwierdzono, że najpospolitszą, najczęściej spotykaną odmianą w tym rejonie są ciemnoszare, średniokrystaliczne, lokalnie porfirowate granodioryty (pl. XIII, 2) o składzie: plagioklaz, amfibol, biotyt, piroksen, skaleń potasowy i kwarc. Składniki barwne grupują się w segregacjach rozmieszczonych smugowo w jaśniejszym tle.

Pod mikroskopem skały wykazują strukturę hipautomorfowozianistą, a teksturę kierunkową, segregacyjną. Składnikami dobrze wykształconymi są plagioklasy o pokroju tabliczkowym i słupkowym. Ich wielkość waha się przeciętnie od 2 mm do 15 mm, a lokalnie pojawiają się kryształy większe do 5 cm. Plagioklasy mają najczęściej budowę pasową. W partiach jądrowych zawartość An sięga 48 %, a w obwódkach do 20 % An. Niekiedy obserwuje się obrastanie plagioklazu o wyższej zawartości An obwódkami albitowymi o zawartości około 5 % An. Kryształy plagioklazu zawierają liczne wzrostki, wśród których dominuje epidot. Często również są pokryte drobnymi łuseczkami serycytu. Piroksen, amfibol oraz biotyt grupują się w segregacjach, jednakże ich ilość jest zmienna. Piroksen niekiedy jest dobrze wykształcony i występuje wówczas w grubych, krótkich słupkach. Najczęściej jednak zjawia się w formie reliktyw obrastanych przez hornblendę, która zachowuje łupliwość charakterystyczną dla piroksenu. Towarzyszą jej drobne skupienia tlenków żelaza. Bardzo licznie występuje również hornblenda o pokroju słupkowym i intensywnie zielonawym lub zielonawobrazowym zabarwieniu, obrastana drobnoluseczkowym silnie żelazistym biotytem. Słupki hornblendy osiągają niekiedy długość 7 mm. Biotyt występuje również w większych blaszkach. Zawiera wówczas liczne, drobne wzrostki cyrkonu. Skaleń potasowy jest reprezentowany przez mikroklin. Często obrasta względnie przerasta plagioklaz lub występuje w drobnych ksenomorficznych ziarnach. Kwarc skupia się w drobnych agregatach wypełniających interstycje międzyziarnowe lub przerasta sąsiednie minerały. Z minerałów akcesorycznych dominuje apatyt oraz cyrkon. Lokalnie pojawia się zwiększona ilość tytanitu oraz granaty. Dość powszechnie można obserwować drobne deformacje, które najwyraźniej odnotowuje biotyt przez faliste ugięcie lametek. Obok tych defor-

macji plastycznych obserwuje się liczne pęknięcia i szczelinki zabliźnione żyłkami prehnitu (pl. III, 8) lub drobnokrystaliczną mozaiką kwarcowo-serycytową, a także epidotowo-chlorytową. Lokalnie pojawia się niezabliźniona kataklaza ziarn.

W omawianym rejonie, obok scharakteryzowanych powyżej granodiorytów, występują również odmiany bardziej leuko- oraz melanokratyczne, które swym składem mineralnym zbliżają się bądź do granitów monzonitowych lub do syenodiorytów i diorytów kwarcowych (tonalitów). Najogólniej, odmiany bardziej melanokratyczne przeważają w części północnej i północno-wschodniej omawianego rejonu, natomiast odmiany leukokratyczne grupują się w części zachodniej i południowo-zachodniej. Jednakże analizy mikrometryczne wykonane na płytkach cienkich z pobliskich punktów wykazują znaczne wahania w składzie ilościowym podstawowych składników mineralnych, w granicach: kwarc 5–26%; skałen potasowy 5–20%; plagioklaz 37–45%; biotyt + chloryt 7–14%; amfibol + piroksen 4–11%; związki żelaza 0,5–2,3%; minerały akcesoryczne 0,3–1,3%.

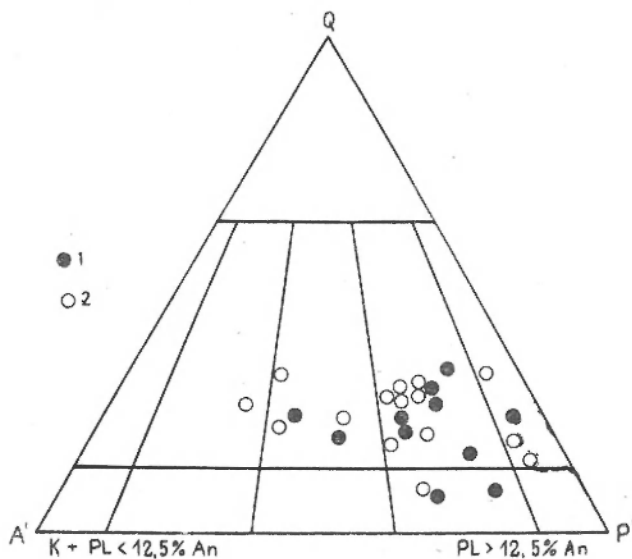
Reasumując, wyniki obserwacji zgromadzonych z północnego obszaru kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego wykazały, że zróżnicowanie skał wyraża się w różnych proporcjach występowania podstawowych składników mineralnych. Natomiast wykazują one podobieństwo teksturalne, które podkreśla powszechnie obserwowane planarne rozmieszczenie segregacji minerałów barwnych w jaśniejszym

tle. Ponadto obserwuje się wszędzie identyczne następstwo sukcesji mineralnych wyrażone przede wszystkim kolejnym zastępowaniem piroksenu przez amfibol, amfibolu przez biotyt i biotyty przez chloryt, jak również narastanie w plagioklazach coraz to kwaśniejszych, uboższych w An obwódok. Ogólny skład skał obrazują zestawienia analiz (fig. 6), zaś orientacja spękań skalnych została przedstawiona na diagramach (fig. 5a,b i fig. 4).

OBSZAR ŚRODKOWY

Do obszaru środkowego zaliczono część kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego o powierzchni około 20 km², położoną pomiędzy Podzamkiem a Droszowem, która zaznacza się w formie wyraźnej kulminacji morfologicznej, przebiegającej poprzecznie do okonturowanej wychodni masywu. Są tu najliczniej reprezentowane ostańce denudacyjne osłony stropowej masywu. Występują one w częściach szczytowych wzniesień. Natomiast na zboczach lub w obniżeniach odsłaniają się skały masywu. Najwyższym wzniesieniem na omawianym obszarze jest wzgórze Ptasznik 719,4 m n.p.m., położone w części wschodniej. Doliny potoków, zarówno po stronie północnej kulminacji morfologicznej jak i po stronie południowej, są wcięte do głębokości rzędu 400 m n.p.m. Jednak pomimo tak znacznej różnicy wzniesień, sięgającej 320 m, jest to teren słabo odsłonięty. Bezpośrednich danych o wykształceniu skał masywu

Fig. 6



Stanowisko systematyczne skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego z obszaru północnego na podstawie ustalonego z analiz chemicznych normatywnego składu mineralnego oraz analiz mikrometrycznych w trójkącie klasyfikacyjnym K. Smulikowskiego (1947)

1 – analizy chemiczne (rejon Laskówka–Chwalisław), wykorzystano: Katalog analiz chemicznych skał i minerałów Polski, cz. 1–4; 2 – analizy mikrometryczne (rejon Laskówka–Chwalisław), wykonane przez autorkę

Systematic position of rocks occurring in the northern part of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif in the classification triangle of K. Smulikowski (1947) established on the basis of model composition calculated from chemical analyses on the basis of micrometric analyses

1 – chemical analyses the Laskówka–Chwalisław region based on the data published in: Catalogue of chemical analyses of the rocks and minerals of Poland, p. 1–4; 2 – micrometric analyses (the Laskówka–Chwalisław region), carried out by the author

dostarczają nieliczne naturalne skałki oraz kamieniołomy usytuowane głównie we wschodniej części obszaru. Dlatego w czasie prac kartograficznych w znacznej mierze korzystano z wkopów ziemnych, które umożliwiły zagęszczenie punktów obserwacyjnych.

Skały kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego z obszaru środkowego były opisywane jako typowe „syenity kłodzko-złotostockie” (Bederke 1922, 1927; Finckh *et al.* 1942). Natomiast Juskowiak (1959) opracowując w rejonie Podzamka zachodni kontakt masywu stwierdził występowanie odmian o charakterze przejściowym pomiędzy monzonitami a syenitami. Jak wynika z zestawienia analiz chemicznych i mikrometrycznych (fig. 7), skały masywu na omawianym obszarze są zróżnicowane. Można wśród nich wyróżnić odmiany od granitów monzonitowych i monzonitów do granodiorytów i syenodiorytów. Ponadto cechują się one niejednorodnym zmiennym uziarnieniem.

W części zachodniej omawianego obszaru, w okolicy Podzamka, dominują szare lub szarozielone odmiany średnio- i równokrystaliczne, w których jedynie lokalnie pojawiają się większe kryształy skaleni, nadające skale charakter porfirowaty. W części środkowej, w rejonie wzgórza Sokolec (560,0 m n.p.m.) i wzgórza Kłoda (526,8 m n.p.m.) występują odmiany grubokrystaliczne o barwie różowej lub szaroróżowej, którą nadają skale duże, do 4 cm długości, kryształy skaleni. W części wschodniej, w rejonie wzgórza Bodak (617,0 m n.p.m.) i wzgórza Ptasznik (719,4 m n.p.m.) występują odmiany średnio- do grubokrystalicznych porfirowatych

granodiorytów o zabarwieniu szarym lub zielonawym. Równocześnie we wszystkich odmianach daje się zaobserwować makroskopowo nie równomierne, segregacyjne rozmieszczenie składników (pl. XVII, 1). Składniki ciemne, do których należą amfibol, biotyt, piroksen i chloryt występują w skupieniach układających się smugowo w jaśniejszym tle złożonym z plagioklazów, skaleni potasowego oraz kwarcu.

Pod mikroskopem skały wykazują strukturę hetero- i granoblastyczną, a teksturę kierunkową. Ich skład mineralny jest na ogół bardzo zbliżony, jednakże w poszczególnych częściach wystąpień znacznym wahaniom ulegają stosunki ilościowe pomiędzy składnikami. Dominują z reguły plagioklasy o wykształceniu tabliczkowym lub zbliżonym. Są one najczęściej nieświeże, zmętniałe i pokryte łuseczkami serycytu. Ich wielkość jest zmienna. Często wykazują budowę pasową. Przeważają plagioklasy z pogranicza oligoklaz—andezyn, które zawierają około 35 % An. Większe kryształy są przetkane licznymi wrostkami lub przerostami kwarcowymi. Można w nich obserwować lokalne plastyczne odkształcenia o charakterze protoklastycznym (pl. III, 4). Skaleń potasowy występuje najczęściej w nieregularnych, ksenomorficznych ziarnach. Miejscami obserwuje się jego przerastanie z kwarcem. Kwarc obserwowano w zmiennych ilościach we wszystkich próbkach. Pojawiał się on w drobnych nieregularnych ziarnach lub skupieniach, wypełniających interstycje pomiędzy plagioklazami, a także przerastał

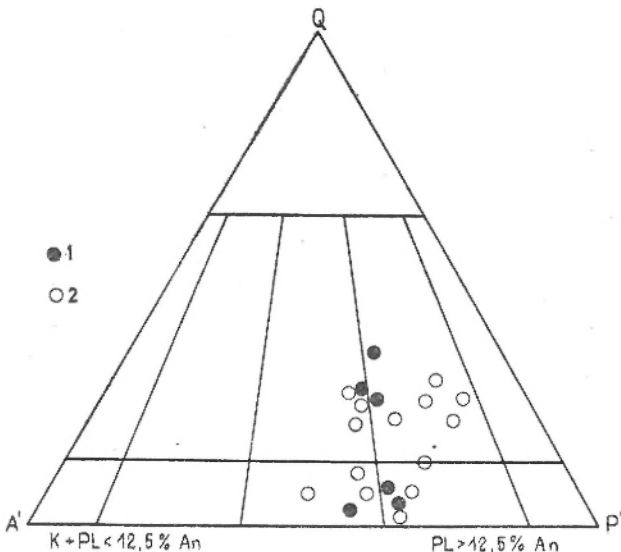


Fig. 7

Stanowisko systematyczne skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego z obszaru środkowego na podstawie ustalonego z analiz chemicznych normatywnego składu mineralnego oraz analiz mikrometrycznych w trójkącie klasyfikacyjnym K. Smulikowskiego (1947)

1 — analizy chemiczne (rejon Podzamek — Droszów), wykorzystano: Katalog analiz chemicznych skał i minerałów Polski, cz. 1 — 4; 2 — analizy mikrometryczne (rejon Podzamek — Droszów), wykonane przez autorke

Systematic position of rocks occurring in the middle part of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif in the classification triangle of K. Smulikowski (1947), established on the basis of modal composition calculated from chemical analyses and on the basis of micrometric analyses

1 — chemical analyses (the Podzamek — Droszów region), cited after: Catalogue of chemical analyses of the rocks and minerals of Poland, p. 1 — 4; 2 — micrometric analyses (the Podzamek — Droszów region) carried out by the author

je sitowo. Na tym jasnym tle pojawiają się segregacje i skupienia minerałów barwnych, mozaikowo poprzerastanych i wzajemnie zająbiających się. W partiach jądrowych segregacji występują pirokseny słabo zabarwione, wykształcone w formie nieregularnych słupków. Są one obrośnięte amfibolem o wykształceniu pręcikowym, a rzadziej słupkowym, który dość często zachowuje łupliwość charakterystyczną dla piroksenu. Z kolei amfibol jest obrastany biotytem o nieregularnym pokroju blaszkowym. Biotyt bardzo wyraźnie ulega procesom chloryzacji. Segregacjom minerałów barwnych towarzyszą pospolicie liczne agregatowe skupienia epidotu oraz idiomorficzne ziarenka tytanitu. Ponadto biotyt jest często przetkany gęsto rozszanymi drobnymi ziarenkami cyrkonu otoczonymi obwódkami pleochroicznymi. Powszechnie występują związki żelaza, a lokalnie pojawiają się ziarna granatu.

Ogólnie skład mineralny skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego w strefie środkowej waha się w granicach: kwarc 5–25%; skałen potasowy 3–33%; plagioklasy 26–45% przy zawartości An 22–42%; amfibol + piroksen 8–28%; biotyt + chloryt 9–15%; minerały akcesoryczne 1,3–3,5% dominują wśród nich związki żelaza, a lokalnie pojawia się podwyższona zawartość apatytu i tytanitu. Obok drobnych deformacji o charakterze protoklastycznym, które można zaobserwować w płytkach cienkich, w skałach masywu występują liczne pęknięcia. Są one zabliźnione żyłkami prehnitu, drobną mozaiką kwarcowo-serycytową lub epidotowo-chlorytową, a także

węglanami. Lokalnie pojawiają się niezabliźnione strefy mylonityczno-kataklastyczne. Ich orientację obrazują diagramy oraz mapa (fig. 5c i 4).

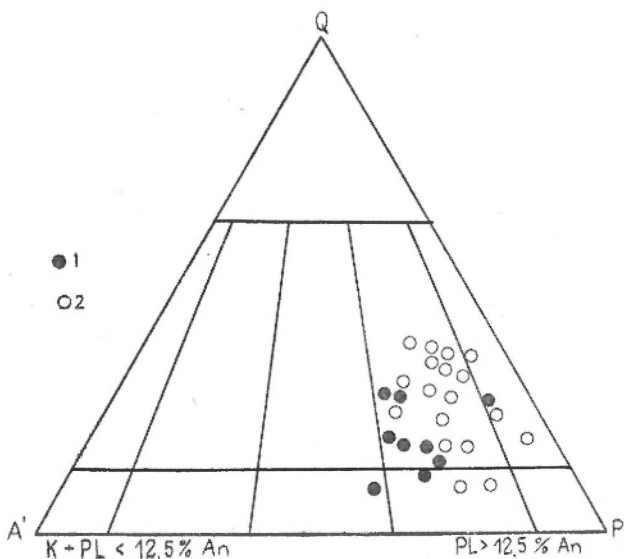
Śledząc wykształcenie skał masywu w obszarze środkowym, od zachodu ku wschodowi, daje się zauważyć, że ich charakter zmienia się płynnie, od odmian bardziej leukokratycznych (monzonitowych) do bardziej melanokratycznych (granodiorytów amfibolowo-biotytowych).

OBSZAR POŁUDNIOWY

Do obszaru południowego należy część kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego o powierzchni około 60 km², rozciągająca się pomiędzy miejscowościami Kłodzko–Krosnowice na zachodzie oraz Droszów–Skrzynka na wschodzie. Jest to obszar pagórkowaty, rozcięty przez liczne potoki spływające w kierunku zachodnim. Są to od północy ku południowi: Jaszkówka, Droszowski Potok, Skrzyneczanka, które są dopływami Białej Łądeckiej i Nysy Kłodzkiej. Najwyższe wzniesienia – Kaczyniec 601,5 m oraz Sarnica 551,5 m npm. – występują w południowo-wschodniej części omawianego obszaru. Ku zachodowi powierzchnia morfologiczna łagodnie obniża się i schodzi do doliny Nysy Kłodzkiej, która przy ujściu Białej Łądeckiej leży na 299,0 m npm.

W dotychczasowej literaturze (Bederke 1922; Finekh *et al.* 1942) skały tej części masywu

Fig. 8



Stanowisko systematyczne skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego z obszaru południowego na podstawie ustalonego z analiz chemicznych normatywnego składu mineralnego oraz analiz mikrometrycznych w trójkącie klasyfikacyjnym K. Smulikowskiego (1947)

1 – analizy chemiczne (rejon Krosnowice–Marcinów–Jaszkowa), wykorzystano: Katalog analiz skał i minerałów Polski, cz. 1–4; 2 – analizy mikrometryczne (rejon Krosnowice–Marcinów–Jaszkowa), wykonane przez autorkę

Systematic position of rocks occurring in the southern part of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif in the classification triangle of K. Smulikowski (1947), established on the basis of modal composition calculated from chemical analyses and on the basis of micrometric analyses

1 – chemical analyses (the Krosnowice–Marcinów–Jaszkowa region) are cited after: Catalogue of chemical analyses of the rocks and minerals of Poland, p. 1–4; 2 – micrometric analyses (the Krosnowice–Marcinów–Jaszkowa region), carried out by the author

były opisywane jako „syenity kwarcowe”. Wieser (1958) opracowując południowo-zachodni fragment omawianego obszaru wydzielił granodioryty, leukosyenity oraz syenity, przy czym uznał, że ostatnia z odmian występuje najpospoliej. Jednakże z zestawienia analiz chemicznych i mikrometrycznych (fig. 8) wynika, że dominującą rolę odgrywają granodioryty wykazujące przejścia do diorytów kwarcowych (tonalitów) oraz do syenodiorytów. Na podstawie wyników prac kartograficznych stwierdzono ponadto, że skały masywu na obszarze południowym, w przeciwieństwie do obszaru północnego i środkowego, są najbardziej jednolicie wykształcone. Jedynie w pobliżu południowej granicy masywu, w rejonie Żelazna i Ołdrzychowic, występują większe ostańce denudacyjne osłony stropowej.

W obszarze południowym masywu najpospoliej występują granodioryty o barwie szarej, ciemnoszarej lub szarozielonej. Są one średnio-krystaliczne, porfirowate. W ich składzie mineralnym można wyróżnić: skałen potasowy, plagioklaz, amfibol, biotyt, piroksen, kwarc, minerały akcesoryczne oraz zmienne ilości minerałów wtórnych, głównie chlorytu. Powszechnie obserwuje się nierównomierne smugowe lub plamiste rozmieszczenie segregacji minerałów barwnych w jaśniejszym tle (pl. XIV, 1, 2).

Pod mikroskopem skały tego obszaru cechuje struktura granoblastyczna i heteroblastyczna, a tekstura kierunkowa, segregacyjna. Skład mineralny jest dość stały, jednakże udział ilościowy poszczególnych składników ulega lokalnym zmianom i dodatkowo podkreśla ich segregacyjne rozmieszczenie. Dominującą rolę odgrywają plagioklasy o pokroju tabliczkowatym, których wielkość waha się w granicach od 4–6 mm. Charakter porfirowaty nadają skale większe osobniki plagioklazu osiągające wielkość do 3 cm. Plagioklasy są zwietrzałe, zmętniałe, gęsto pokryte drobnymi łuseczkami serycytu, często przetkane drobnymi wrostkami, a także poprzerastane kwarcem. Plagioklasy wykazują budowę pasową. Ich jądra są bardziej zasadowe i zawierają nawet ponad 60% An, natomiast obwódki są kwaśniejsze i zawierają przeciętnie 25–30% An. Skałen potasowy jest reprezentowany przez mikroklin, który występuje w drobnych ksenomorficznych ziarnach i wypełnia interstycje pomiędzy plagioklazami. Podobnie kwarc zjawia się w postaci nieregular-

nych ziarn lub agregatowych skupień. Minerale barwne są zgrupowane w segregacjach smugowo układających się w tle skalnym. Występują w nich liczne pirokseny, niekiedy o pokroju słupkowym. Są one reprezentowane przez augit, augit diopsydowy a nawet diopsyd. Pirokseny są obrastane przez amfibol o zmiennym wykształceniu. Są to bądź nieregularne formy słupkowe zastępujące piroksen i z reguły zawierające jego relikty, bądź też formy o pokroju pręcikowym, a nawet włóknistym o barwie zielonej lub jasnobrazowej. W segregacjach występuje również biotyt, wykształcony w formie nieregularnych, strzępiastych blaszek. Jest on silnie pleochroiczny i zawiera liczne wrostki cyrkonu. Skupieniom minerałów barwnych towarzyszy chloryt, a także epidot. Z minerałów akcesorycznych najczęściej występuje apatyt, tytanit, cyrkon, granaty oraz lokalnie ortyt. Bardzo licznie występują tlenkowe związki żelaza.

Zestawiając dane uzyskane z analiz mikrometrycznych skał z obszaru południowego można ustalić, że ich skład mineralny waha się w granicach: kwarc 8–27%; plagioklasy 26–51%, przy średniej zawartości An 40%; amfibol + piroksen 7–25%; biotyt + chloryt 6–20%; minerały akcesoryczne 0,7–2,7%, wśród których dominują związki żelaza, tytanit, apatyt a podrzędnie cyrkon. Równocześnie należy podkreślić, że na omawianym obszarze, obok scharakteryzowanej powyżej grupy granodiorytów szarych, w kilku strefach występują skały o zabarwieniu szaroróżowym, a nawet czerwonym. Pojawiają się one w rejonie Krosnowic oraz w okolicy Ołdrzychowic i Rogówka. Skład mineralny tych odmian jest zbliżony do omówionej uprzednio grupy granodiorytów. Jedynie lokalnie zawierają podwyższoną ilość związków żelaza, która sięga aż 4,5%. Związki żelaza w tych odmianach są rozproszone w formie drobnych wrostków przede wszystkim w składnikach jasnych. Niekiedy pojawiają się również w drobnych, ziarnistych skupieniach wypełniających interstycje międzyziarnowe. Również lokalnie, na południe od Marcinowa, występuje inna odmiana skalna, która charakteryzuje się intensywnym ciemnozielonym zabarwieniem. W jej składzie mineralnym dominują składniki barwne, melanokratyczne, a ich ilość sięga nawet 55% objętości skały. Jednakże granice z otaczającymi granodiorytami nie są ostre. Można tę odmianę uznać, podobnie jak i skały z rejonu

Olchówki w obszarze północnym, za lokalny bardziej melanokratyczny derywat kłodzko-złotostockich granitoidów. Równocześnie należy podkreślić, że w skałach z obszaru południowego, wśród składników melanokratycznych, powszechnie zaznacza się dominacja piroksenu i amfibolu nad biotytem, co pozwala je za Hejtmanem (1957) zaliczyć do granodiorytów amfibolowych.

Skały kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego na obszarze południowym są intensywnie spękane. Część spękań jest zablizniona żyłkami prehnitu lub mozaiką epidotowo-chlorytową i lokalnie serycytowo-kwarcową. Najliczniej jednak reprezentowane są spękania, którym towarzyszy mylonityzacja i kataklaza skał otoczenia. Orientację spękań obrazują diagramy (fig. 5*d,e*) oraz mapa ich rozmieszczenia (fig. 4)

KONTAKTY KŁODZKO-ZŁOTOSTOCKIEGO MASYWU GRANITOIDOWEGO Z OSŁONĄ

Pierwszy i dotychczas jedyny opis przebiegu kontaktów kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego z osłoną oraz towarzyszących zjawisk tektonicznych został zawarty w pracy Bederkego (1922). Wyniki prac kartograficznych wykonanych w rejonie Złotego Stoku (Don 1958) a także w rejonie Krosnowic (J. i A. Grocholscy 1958) zasygnalizowały, że granice masywu mają inny zasięg niż przedstawiony w cytowanej pracy (Bederke *ibid.*). Podobnie wyniki prac kartograficznych autorki wykazały, że poglądy Bederkego na przebieg granic masywu oraz na charakter kontaktów z osłoną i ostańcami denudacyjnymi winny ulec pewnej rewizji. Szczególnej korekty wymagają granice masywu z metamorfikiem łądecko-śnieżnickim.

Jak wykazały prace kartograficzne J. i A. Grocholskich (1958), w rejonie Krosnowice — Żelazno skały masywu sięgają aż do dyslokacji ograniczającej rów tektoniczny Górnej Nysy, która na omawianym odcinku ma przebieg południkowy (N—S). Jednak na powierzchni skały masywu ukazują się dopiero na północnych i północno-wschodnich zboczach wzgórza 392,7 m n.p.m. oraz wzgórza Dębowa (505,6 m n.p.m.), gdzie w naturalnych odślonięciach obserwowano ich bezpośrednie kontakty ze skałami osłony. Od północnych stoków wzgórza 392,7 m n.p.m. aż do południowych stoków wzgórza Sarnica (551,5 m n.p.m.) granica wschodni masywu ma przebieg równoleżnikowy

(fig. 3 i 9). Natomiast w skałach osłony na omawianym odcinku granice wydzielen litologicznych oraz orientacje foliacji mają przebieg NW — SE. Równocześnie w wystąpieniach, w których obserwowano bezpośrednie kontakty skał masywu z osłoną, granice mają charakter pierwotny (pl. XIII, 1). Dane te świadczą, że pomiędzy Żelaznem a Odrzychowicami skały masywu skośnie ścinają swą osłonę metamorficzną, a kontakt ma charakter dyskordantny. Jego powierzchnia jest ogólnie nachylona ku południowi pod kątem około 30°. W świetle zgromadzonego materiału skały metamorficzne, takie jak amfibolity, gnejsy biotytowe oraz wapienie i łupki łyszczykowe, występujące w rejonie Żelazna na prawym brzegu Białej Łądeckiej, są ostańcami denudacyjnymi osłony stropowej masywu.

Od Odrzychowic aż do Złotego Stoku przebieg wschodni masywu ma orientację zbliżoną do NE—SW. Bezpośrednie kontakty masywu z osłoną można na tym odcinku obserwować w szeregu punktach. Najcenniejszych informacji dostarczają liczne skałki z podszczytowej partii wzgórza Sarnica (551,5 m n.p.m.) oraz z zachodnich zboczy wzgórza Kaczyniec (601,5 m n.p.m.) i Łysy Garb (680,0 m n.p.m.), a także wzgórza Haniak (535,0 m n.p.m.). We wszystkich punktach kontakty masywu z osłoną dają się śledzić na przestrzeni kilkuset metrów.

Granice wydzielen litologicznych oraz orientacje foliacji w skałach metamorfiku łądecko-śnieżnickiego mają na omawianym odcinku bardzo zróżnicowany przebieg (fig. 3). W części południowej, pomiędzy Odrzychowicami a Rogówkiem, dominują kierunki NW—SE, pomiędzy Skrzyńką a Droszowem są one zbliżone do W—E, dalej ku północy, pomiędzy Droszowem a Chwalisławiem, dominują kierunki NNE—SSW, natomiast w rejonie Złotego Stoku ich orientacja jest bardzo zmienna; są bowiem reprezentowane zarówno kierunki NW—SE jak i NE—SW oraz W—E. Regionalnie przebieg wschodni masywu jest zbliżony do NE—SW i ścina skośnie swą osłonę metamorficzną. Tak więc kontakt ma, podobnie jak i na odcinku południowym, charakter dyskordantny. Równocześnie należy nadmienić, że niezgodność przebiegu wschodni masywu, w stosunku do otaczających skał metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, na omawianym odcinku, została przedstawiona na opublikowanych ma-

pach geologicznych w skali 1 : 25 000, arkusze Złoty Stok i Wojciechowice (Finckh *et al.* 1942), a także wzmiankowana w opracowaniach Dona (1958, 1964).

Kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy graniczy z metamorfikiem łądecko-śnieżnickim na przestrzeni blisko 30 km. Śledząc wzdłuż kontaktu charakter stref przygranicznych zauważono, że są one bardzo zmiennie wykształcone, przy czym obserwuje się ich ściśle uzależnienie od litologii ścinanych skał osłony. Szerokość stref, w których obserwuje się zmiany endomorficzne w skałach masywu, jest ograniczona i na ogół nie przekracza kilku metrów. Natomiast strefy zmian egzomorficznych w skałach osłony są z reguły bardzo szerokie.

W strefach przykontaktowych skały masywu mają zmienną pegmatytoidową lub aplitoidową strukturę. Charakteryzują się ponadtoubożeniem składu mineralnego, w którym obok składników leukokratycznych najczęściej pojawia się tylko biotyt. Z amfibolitami oraz z masywnymi gnejsami dają one stosunkowo ostre kontakty, niekiedy o charakterze agmatytowym, natomiast z łupkami oraz z drobnolaminowanymi gnejsami biotytowymi wykazują często zazębienia typu „lit par lit” (pl. XIII, 1). Najbardziej skomplikowane zjawiska towarzyszą kontaktom skał masywu z wapieniami krystalicznymi (pl. IV, 3). Zupełne przekształcenie składu mineralnego w strefie pogranicznej, zarówno w skałach masywu jak i osłony, świadczy o daleko idącej wzajemnej wymianie składników chemicznych pomiędzy obu typami skał.

Znacznie bardziej urozmaicony przebieg wykazują granice masywu w swej części zachodniej i północno-zachodniej, gdzie kontaktuje on z metamorfikiem kłodzkim oraz strukturą bardzoką. Ich szczegółowy opis został zawarty w pracach Michaela (1920, 1922), a następnie skorygowany przez Bederkego (1922) oraz Oberca (1957). Obserwacje zgromadzone podczas prac kartograficzno-geologicznych wykazały, że w strefie kontaktowej masywu z metamorfikiem kłodzkim jego granice są trudne do ustalenia. Strefa wzajemnych zmian endo- i egzokontaktowych jest bardzo szeroka. Pojawiają się w niej obok typowych iniekcji typu „lit par lit” strefy migmatytów o charakterze anatektycznym, a można je śledzić jeszcze w odległości ponad 2 km od zewnętrznej granicy wystąpienia skał masywu, np. w skarpie Bystrzycy Dusznickiej

i w rejonie wzgórza 358,1 m n.p.m. na północny zachód od Wielisławia.

Granice masywu ze skałami struktury bardziej są bardziej wyraźne i znacznie prostsze do ustalenia, gdyż skały te wykazują wybitną odrębność strukturalną i teksturalną. Pomimo rozległej aureoli zmian egzomorficznych nie obserwowano nigdzie zazębienia typu „lit par lit”. Skały masywu, podobnie jak i w strefie przykontaktowej z metamorfikiem łądecko-śnieżnickim, wykazują strukturę pegmatytoidową lub aplitoidową, równocześnie są wyraźnie zubożone w składniki melanokratyczne. Skały struktury bardziej są reprezentowane przez różne odmiany hornfelsów (pl. II, 4; V, 3). Dominują wśród nich hornfelsy drobno- lub średnioziarniste, barwy szarej, ciemnoszarej i szarobrazowej, o strukturze grano- i poikiloblastycznej, a teksturze kierunkowej. Mają one urozmaicony skład mineralny, w którym pod mikroskopem można wyróżnić: kwarc, plagioklaz, skałki potasowy, biotyt, kordieryt i andaluzyt oraz akcesorycznie występujące: apatyt, związki żelaza, cyrkon i granaty. Skały te najogólniej można określić jako „hornfelsy skałeniowo-biotytowo-kordierytowo-andaluzytowe”.

Inną odmianę hornfelsów stanowią jasne, średniokrystaliczne i drobnokrystaliczne skały, które w swej podstawowej masie są złożone z kwarcu i skalenia, a jedynie lokalnie zawierają duże, agregatowe skupienia ziarn granatu. Występują one w rejonie wsi Laski i Laskówka. Podobnie lokalnie występującą odmianę stanowią łupkowate hornfelsy kwarcowo-grafitoidowo-chiastolitowe (pl. II, 8). Są one ciemne, drobnoziarniste o oddzielności wyraźnej, cienkopłytkowej. Igiełki chiastolitu układają się w nich z reguły zgodnie z powierzchniami oddzielności. Ich długość sięga 5 cm, a średnica dochodzi do 3 mm. Hornfelsy tego typu pojawiają się w okolicach wsi Jaszczówka i Laskówka.

Odrębny charakter ma kontakt masywu z osłoną w strefie Podzamka, gdzie graniczy on z wapieniami krystalicznymi. Szczegółowy opis tej strefy kontaktowej zawiera praca Juszkowiaka (1959), w której autor wykazał, że towarzyszą jej skomplikowane przeobrażenia hydrotermalno-metasomatyczne. W ich następstwie uformowały się nowe paragenezy mineralne (pl. IV, 2).

O bardzo szerokim oddziaływaniu egzomorficznym masywu na skały osłony świadczą

również zmiany strukturalne i mineralne, jakie obserwowano w ostańcach denudacyjnych jego osłony stropowej. Granice pomiędzy obu typami skał są nieostre, płynne, ale wyraźne. Obok stref, w których występują zazębienia typu „lit par lit” zjawiają się strefy iniekcyjne lub iniekcyjno-agmatytowe (pl. XVII, 3) oraz migmatyczno-anatektyczne (pl. XVIII, 1), świadczące o powolnym, etapowym rozwoju przeobrażeń w strefach pogranicznych. Równocześnie pojawiające się w strefach przykontaktowych zasadniczych zmian w składzie mineralnym skał osłony (pl. IV, 1, 4–8) wskazują na nie tylko termiczny, ale i chemiczny wpływ przemieszczającej się magmy na swe otoczenie.

Zmiany strukturalne i mineralne endo- i egzokontaktowe, obserwowane wokół kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, można zaliczyć, opierając się na wynikach prac eksperymentalnych Winklera (1967), do typowych przeobrażeń rozwijających się w warunkach odpowiadających „facji hornfelsowej ze skałeniami potasowym i kordierytom”, a częściowo „facji hornblendowo-hornfelsowej”. Zdaniem cytowanego autora przeobrażenia w strefach kontaktowych zależą nie tylko od temperatury intrudującej magmy, ale też od jej pojemności cieplnej, a ponadto od temperatury skał osłony oraz czasu, w jakim przebiegała konsolidacja.

W świetle dotychczasowych wyników badań Borkowskiej (1972), która określiła średnią temperaturę krystalizacji skałeni w skałach masywu na około 560°C, proces konsolidacji miał miejsce w strefie mezo, co zdaniem Winklera (1967) odpowiada głębokości 5–6 km, gdzie panują ciśnienia w granicach 2 kilobarów. Z kolei ustalenie przez Juskowiaka (1959) zakresu temperatur przeobrażeń kontaktowych w strefie Podzamka na nieco wyższe niż 400°C sugeruje, że temperatura intrudującej magmy syenitoidowej sięgała około 700°C. Szeroka aureola przeobrażeń egzomorficznych, jaką obserwuje się w skałach osłony, wskazywałaby z jednej strony na znaczną pojemność cieplną intruzji, z drugiej zaś na długotrwałość procesów jej konsolidacji. Ponadto obserwowane w strefach pogranicznych skał masywu z osłoną partie iniekcyjno-agmatytowe (pl. XVII, 3) wskazują na rozwój zjawisk kontaminacyjnych. Kontaminacja ma zarówno charakter mechaniczny jak i chemiczny, na co wskazują obserwowane w strefach przykontaktowych przekształcenia

składu mineralnego skał masywu i osłony (pl. II, 6). Jednakże jej zasięg jest bardzo ograniczony i zaznacza się w wąskiej, zaledwie kilkumetrowej, strefie brzeżnej.

ANALIZA ORIENTACJI STRUKTUR SEGREGACYJNYCH W SKAŁACH MASYWU

Skały kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego zróżnicowane pod względem chemicznym, mineralogicznym i strukturalnym wykazują, jak już wspomniano, podobieństwo teksturalne, które jest wyrażone w kierunkowym ułożeniu segregacji minerałów barwnych, melanokratycznych w jaśniejszym, leukokratycznym tle (pl. XIII, 2; XIV, 1, 2; XV, 1, 2; XVII, 1). Ich orientację przestrzenną przedstawiono na mapie (fig. 3).

Obecność tekstur kierunkowych w skałach kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego była znana już z opracowań Beyricha (1849), gdyż ze względu na ich obecność autor część skał uznał za gnejsy hornblendowe. Jednakże dopiero Bederke (1922) zwrócił uwagę na możliwość związku ich orientacji przestrzennej z budową wewnętrzną masywu. Autor uważał, że tekstury kierunkowe pojawiają się jedynie w strefach przykontaktowych masywu i podkreślają sierpową formę występowania, a równocześnie wskazują na syntektoniczny charakter intruzji. W najnowszych publikacjach (Wieser 1958; Oberc 1972) płasko-równoległe tekstury kierunkowe w kłodzko-złotostockim masywie granitoidowym zostały scharakteryzowane jako tekstury „odziedziczone”, tj. jako tekstury reliktove pochodzące z wchłoniętych przez intruzję skał osłony. Zdaniem cytowanych autorów nie odzwierciedlają one budowy wewnętrznej masywu. Naśladują natomiast orientację tekstur skał osłony.

Materiał, który zgromadzono w celu scharakteryzowania petrograficznego wykształcenia skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, świadczy, że skład mineralny segregacji melanokratycznych, jak też leukokratycznego tła, w różnych rejonach masywu jest zbliżony. W partiach jądrowych melanokratycznych segregacji występują z reguły pirokseny o pokroju słupkowym lub ich relikty. Są one bądź obrastane, bądź też wyraźnie zastępowane przez amfibole (proces uralityzacji). Z kolei amfibole są obrastane lub częściowo zastępo-

wane przez biotyty, który w różnym stopniu ulega chlorytyzacji. W jasnym leukokratycznym tle występują plagioklasy, skałen potasowy oraz kwarc. Do najlepiej wykształconych składników należą plagioklasy, które najczęściej mają budowę pasową. Ich jądra są zasadowe, o zawartości An na ogół odpowiadającej labradorowi. Obrastające je obwódki są kwaśniejsze, o zawartości An zbliżającej się nawet do kwaśnego oligoklazu, a lokalnie do albitu. Dane te świadczą o sukcesywnym formowaniu się poszczególnych składników mineralnych. Ponadto zgromadzony materiał wskazuje, że skład mineralny skał masywu poza brzezną strefą endokontaktową nie wykazuje związku ze składem mineralnym skał osłony. Natomiast skały osłony, zarówno bocznej (zewnętrznej) jak i stropowej, odnotowują szeroki zasięg wpływów egzokontaktowych.

Równocześnie prześledzone orientacje tekstur płasko-równoległych w skałach osłony nie znajdują odzwierciedlenia w ułożeniu przestrzennym segregacji minerałów melanokratycznych w skałach masywu (fig. 3). Dlatego należy sądzić, że te ostatnie odzwierciedlają jego budowę wewnętrzną i należą do grupy typowych „struktur płynięcia” (Cloos 1936; Martin 1953; Buddington 1959; Wager, Brown 1968), które świadczą o dyferencyjnym „rozwarstwieniu” intrudującej magmy. Struktury tego typu, zdaniem Buddingtona (1959), są charakterystyczne dla głębszych masywów, których konsolidacja miała miejsce w strefach mezo lub kata. Należą one ponadto do grupy struktur dostępnych do obserwacji w skali prób i odsłonieć, a więc zgodnie z nomenklaturą Turnera i Weissa (1963) odpowiadają typowym mezostrukturom.

Na podstawie analizy orientacji przestrzennej struktur segregacyjnych w skałach masywu ustalono, że wykazuje on budowę kopułową. Kształt oraz orientacja kopuł została przedstawiona na zgeneralizowanej mapie tektonicznej (fig. 9). Na jej podstawie można ustalić, że w północno-zachodniej części masywu, w rejonie Laskówki, przebieg struktur płynięcia, podkreślonych ułożeniem segregacji minerałów melanokratycznych, wyznacza eliptyczną strukturę kopułową. Dłuższa oś elipsy jest zorientowana NW—SE, a strome upady struktur płynięcia nachylone ku niej sugerują, że kopuła jest zorientowana zgodnie z przebiegiem kanału doprowadzającego przemieszczającą się magmę

(Wojciechowska — w druku). Natomiast w północno-wschodniej części masywu, w rejonie Chwalisławia, orientacja struktur płynięcia, podobnie jak i w rejonie Laskówki, podkreślona ułożeniem segregacji minerałów barwnych, wyznacza niewielką, kolistą strukturę kopułową, przy czym jest ona usytuowana na przedłużeniu osi eliptycznej struktury kopułowej z rejonu Laskówki. Można sądzić, że kanał doprowadzający magmę do obu kopuł był głęboką szczeliną o generalnym przebiegu NW—SE. Z kolei w południowej części masywu, pomiędzy Jaskową a Droszowem na północy oraz Żelaznem i Skrzynką na południu, przebieg struktur płynięcia, podobnie jak i w uprzednio scharakteryzowanych rejonach, zaakcentowanych ułożeniem segregacji minerałów melanokratycznych, podkreśla wielką, eliptyczną strukturę kopułową, której dłuższa oś jest na przestrzeni około 8 km zorientowana NWW—SEE. Równocześnie na podstawie rozmieszczenia ostańców denudacyjnych osłony stropowej i analizy ich orientacji przestrzennej w odniesieniu do scharakteryzowanych powyżej struktur kopułowych masywu (fig. 3 i 9) stwierdzono, że podkreślają one zarys konfiguracji łagodnie nachylonych skłonów kopuł oraz przegięć międzykopułowych. Ponadto wydaje się, że w podobnej sytuacji przestrzennej występują najbardziej melanokratyczne derywaty skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, które pojawiają się w jego części północnej, w rejonie Olchówki, a także w części południowej w pobliżu Marcinowa. Pierwsze z nich jest usytuowane w osi przegięcia międzykopułowego rozdzielającego strukturę kopułową Laskówki od struktury kopułowej Chwalisławia, natomiast drugie leży w obrębie łagodnego, południowego skłonu kopuły Marciniowa.

Zestawiając porównawczo analizy chemiczne oraz mikrometryczne skał masywu z obszaru północnego, środkowego i południowego (fig. 11 i 12) wyraźnie widać, że największe zróżnicowanie składu chemicznego oraz mineralnego wykazują one w obrębie obszaru północnego, natomiast najmniejsze w obszarze południowym. Równocześnie orientacja struktur płynięcia, zaakcentowana ułożeniem segregacji minerałów melanokratycznych (fig. 3 i 9), wskazuje na pionową składową ruchu zarówno w obu strukturach kopułowych w części północnej masywu, jak i w strukturze kopułowej z jego części połud-

niowej. Najprawdopodobniej przemieszczająca się magma dopływała dwoma kanałami, które, jak wynika z orientacji osi struktur kopułowych, były usytuowane prawie równolegle względem siebie: NW—SE w obszarze północnym oraz NWW—SEE w obszarze południowym. Być może, że uwidocznione większe zróżnicowanie skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego w części północnej, podkreślone poważnym udziałem derywatów leukokratycznych, jest efektem dłuższego rozwoju działalności magmatycznej w tym rejonie. Pogląd taki zdają się również potwierdzać wyniki badań uzyskane przez Borkowską (1972). Cytowana autorka, w oparciu o analizę stopnia uporządkowania struktury wewnętrznej w ziarnach skaleni, stwierdziła w części północnej masywu obecność ziarn, których krystalizacja miała miejsce w temperaturach 410°C, występujących obok ziarn uformowanych w temperaturach 635°C.

Przedstawiony powyżej materiał zdaje się wskazywać, że kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy ma własną, niezależną od skał osłony, budowę wewnętrzną ukształtowaną w efekcie długotrwałych procesów magmatycznych.

UTWORY ŻYŁOWE W OBRĘBIE KŁODZKO-ZŁOTOSTOCKIEGO MASYWU GRANITOIDOWEGO I W JEGO NAJBLIŻSZYM SĄSIEDZTWIE

Skałom kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego towarzyszą liczne utwory żyłowe. Są one reprezentowane zarówno przez żyły o charakterze leuko- jak i melanokratycznym, a występują w szeregu punktach w obrębie masywu oraz w jego sąsiedztwie. O ich wykształceniu dostarczają informacji naturalne odsłonięcia kamieniołomy oraz zwietrzelina. Miąższość poszczególnych żył jest nieznaczna i waha się w granicach od kilkunastu centymetrów do kilkunastu metrów w przypadku żył leukokratycznych, natomiast maksymalna miąższość żył melanokratycznych sięga zaledwie 3,5 m. Od tej reguły wyraźnie odbiega żyła leukokratyczna o miąższości około 100 m na wschodnim zboczu wzgórza 464,0 m n.p.m. w rejonie Chwaliśławia oraz żyła leukokratyczna z rejonu wzgórza Wygon 425,0 m n.p.m. na południe od Jaszkowej Górnej. Rozciągłość poszczególnych żył jest znaczna, a niektóre z nich dają się śledzić na przestrzeni nawet kilku kilometrów. Rozmieszczenie utworów żyłowych przedstawiono na

figurze 3. Ponadto w celu wyraźniejszego scharakteryzowania ich orientacji przestrzennej sporządzono diagram punktowy (fig. 10), na który naniesiono bieguny normalnych do większych żył obu typów.

Wśród żył leukokratycznych dominują aplity, alaskity oraz prawie monomineralne żyły kwarcowe. Podrzędnie natomiast są reprezentowane żyły pegmatytowe oraz porfirów syenitowych, z których te ostatnie zdają się być ogniwem przejściowym do żył melanokratycznych. Żyły melanokratyczne reprezentują różne odmiany skał lamprofirowych, z których najczęściej spotykanymi są spessartyty, malchity, kersantyty, a rzadziej minetty oraz wogezyty. Wszystkie grupy skał żyłowych są spotykane w różnych częściach masywu. Równocześnie w przypadku żył leukokratycznych dość powszechnie obserwuje się ich stopniowe przechodzenie od odmian o grubszym ziarnie, zawierających biotyt, w odmiany drobnoziarniste prawie całkowicie bezbiotytowe.

LEUKOKRATYCZNE UTWORY ŻYŁOWE

W dotychczasowych publikacjach (Liebisch 1877; Traube 1890; Camerlander 1890; Bederke 1922; Finckh *et al.* 1942; Oberc 1957, 1972; Wieser 1958) zawarto liczne wzmianki o leukokratycznych utworach żyłowych występujących w różnych częściach kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego oraz w jego osłonie. Autorzy podają obok charakterystyki mineralogicznej poszczególnych żył również opisy ich orientacji przestrzennej. Jednakże zamieszczane hipotezy, wyjaśniające genezę oraz pozycję tektoniczną żył, są tak rozbieżne, że zdają się w całości wymagać rewizji.

Obserwacje prowadzone podczas prac kartograficznych wykazały, że leukokratyczne utwory żyłowe występują we wszystkich częściach zbadanego obszaru, przy czym ich rozmieszczenie jest dość równomierne.

Alaskity. Do grupy alaskitów Wieser (1958) zaliczył w południowo-zachodniej części kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego żyły leukokratyczne złożone ze: skaleni potasowego, kwaśnego plagioklastu o wykształceniu z reguły idiomorficznym, kwarcu oraz biotytu zajmującego do 3% objętości skały, i wykazujące średnie, nierówne uziarnienie. Porównując cytowany opis z omówieniami utworów żyło-

wych, zawartymi we wcześniejszych publikacjach, odpowiada on charakterystyce grupy skał wydzielanych bądź jako „granitoaplitów”, bądź jako „leukogranity” lub też „aplogranity” (m.in. Finckh *et al.* 1942).

Na podstawie prac kartograficzno-geologicznych stwierdzono, że skały odpowiadające przytoczonej powyżej charakterystyce są szeroko reprezentowane w północnej oraz w południowej części masywu. Występują one w formie żył o znacznej miąższości rzędu od kilku do kilkunastu metrów. Do tej grupy skał należy również wielka żyła leukokratyczna z rejonu Chwalisławia o miąższości około 100 m i rozciągłości ponad kilometrowej oraz żyła leukokratyczna ze wzgórza Wygon koło Jaszkowej Górnej o miąższości 60 m i rozciągłości 0,5 km.

Aplity. Do grupy aplitów należą skały drobno- i równoziarniste złożone z mozaiki nieregularnych, pozazębionych lub poprzerastanych ziarn kwaśnych plagioklazów, z pogranicza albitu i kwaśnego oligoklaz, mikroklinu oraz kwarcu o wykształceniu ksenomorficznym. Lokalnie zaś pojawia się w nich biotyt w formie nieregularnych, strzępiastych blaszek. Wśród minerałów akcesorycznych występuje najliczniej apatyt.

Aplity dość powszechnie występują w obrębie masywu oraz w skałach jego osłony. Miąższość poszczególnych żył jest zmienna i waha się w granicach od zaledwie kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Bardzo często towarzyszą one żyłom alaskitów, od których odgałęziają się w formie wyraźnych apofiz (pl. XVI, 1, 3).

Żyły kwarcowe. Występują głównie w części środkowej i południowej masywu oraz w jego południowo-wschodniej i południowej osłonie. Ich miąższość nie przekracza z reguły kilku metrów. Kwarec występujący w żyłach ma barwę mlecznobiałą lub szarobiałą. Jest on z reguły grubokrystaliczny, jednakże pokrój ziarn ma ksenomorficzny. Są one ze sobą poprzerastane, pozazębiane. Lokalnie, szczególnie w południowej części masywu, kwarec wypełniający żyły ma charakter „brekcyjowy”. Obok kwarcu pojawia się w żyłach bardzo nielicznie mikroklin, a także albit oraz związki żelaza. Jak wykazały analizy chemiczne, zawartość SiO_2 w żyłach kwarcowych waha się w granicach od 95,83 do 98,70 %.

Pegmatyty. W kłodzko-złotostockim ma-

sywie granitoidowym utwory żyłowe o charakterze pegmatytów występują rzadko. Pojawiają się one w formie cienkich żył głównie w części środkowej masywu. Są one gruboziarniste o składzie mineralnym: kwaśny plagioklaz, skałen potasowy, kwarec, zmienne ilości biotyту wykształconego w formie grubych blaszek i niekiedy amfibol o pokroju słupkowym. Pegmatytom dość powszechnie towarzyszy szerlit (pl. III, 7), który występuje w agregatowych skupieniach złożonych ze stosunkowo dobrze wykształconych słupków.

Miąższość żył pegmatytowych jest nieznaczna i nie przekracza 0,75 m. Ich rozciągłość jest z reguły ograniczona. Lokalnie pegmatyty pojawiają się nie w postaci żył, lecz w formie nieregularnych gniazd oraz soczew. Wówczas minerały barwne grupują się w części centralnej skupienia. Pegmatyty bardzo często przechodzą w prawie monomineralne żyły kwarcowe, a także w drobnoziarniste aplity.

Porfiry syenitowe. Skały tego typu napotkano jedynie w północnej części kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. Przecinają one zarówno skały masywu jak i jego osłony. Są to skały o bardzo charakterystycznej ceglastej barwie i typowej strukturze porfirowatej, którą nadają skałe słupki amfibolu lub większe około 0,5 cm ziarna plagioklaz o zarysach owalnych, tkwiące w drobnoziarnistej mozaice plagioklazowo-skałeniowej, przy czym skały te są prawie pozbawione kwarcu.

Żyły porfirów syenitowych mają miąższość w granicach od jednego do kilku metrów, jednakże wykazują znaczną rozciągłość i np. w rejonie wzgórza Kłoda (524,8 m n.p.m.) i Olchówka (455,4 m n.p.m.) na wschód od wsi Łąski można żyły tego typu śledzić na przestrzeni ponad 0,5 km, a w rejonie wzgórza Kopciowa (488,6 m n.p.m.), na wschód od Chwalisławia, można je obserwować na odcinku około 1 km.

MELANOKRATYCZNE UTWORY ŻYŁOWE

Do żył najliczniej reprezentowanych w kłodzko-złotostockim masywie granitoidowym jak i w jego osłonie należą utwory melanokratyczne, które w ogólności należą do grupy lamprofirów. Na zbadanym obszarze, zarówno w obrębie masywu jak i w skałach osłony, stwierdzono ich 110. Miąższość tych żył waha się w granicach od 10 centymetrów do 3,5 metrów. Najliczniej

występują one w południowo-wschodniej części masywu pomiędzy Rogówkiem, Jaskową Górną oraz Droszowem.

Melanokratyczne utwory żyłowe są bardzo zróżnicowane zarówno pod względem składu mineralnego, struktury oraz tekstury, jak też

barwy. W dotychczasowych publikacjach (Liebisch 1877; Traube 1890; Camerlander 1890; Bederke 1922; Finckh *et al.* 1942; Oberc 1957, 1972; Wieser 1958) były one najczęściej opisywane zbiorczo jako skały facji lamprofirowej z zaznaczeniem, że można wśród nich wyróżnić

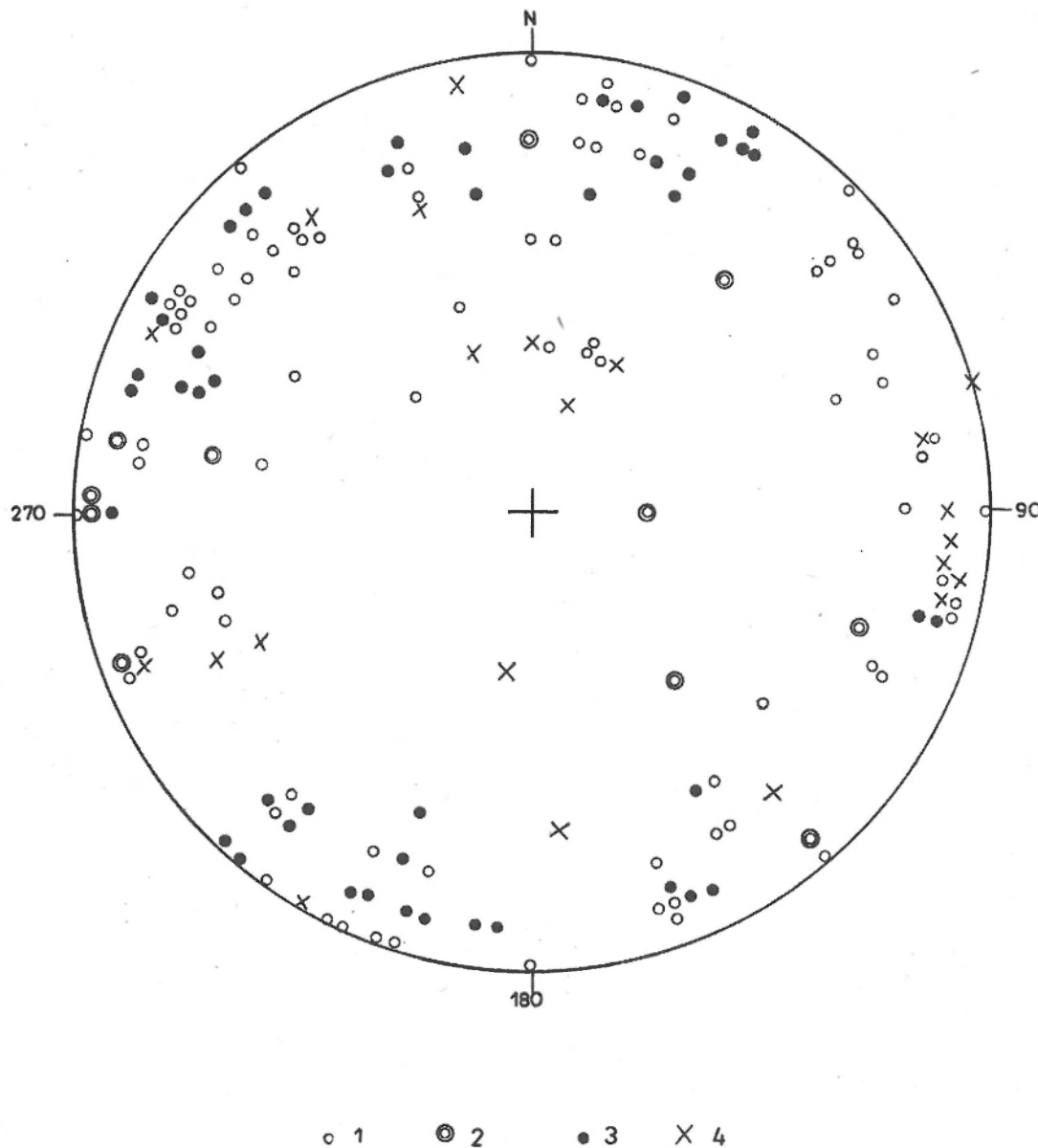


Fig. 10

Zbiorczy diagram punktowy orientacji żył towarzyszących kłodzko-złotostockiemu masywowi granitoidowemu.

Do projekcji stereograficznej wykorzystano półkulę dolną ekwatorialnej siatki Lamberta

1 - bieguny normalnych do żył aplitowych i alaskitowych (uwzględniono żyły o miąższości ponad 1 m); 2 - bieguny normalnych do żył pegmatytowych (uwzględniono żyły o miąższości ponad 0,25 m); 3 - bieguny normalnych do żył melanokratycznych typu lamprofirowego (uwzględniono żyły o miąższości ponad 0,5 m); 4 - bieguny normalnych do żył kwarcowych (uwzględniono żyły o miąższości ponad 0,5 m)

Synoptic point diagram showing orientation of the veins associated with the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massifs.

Lower hemisphere of the equatorial Lambert net

1 - poles of normals to veins of aplites and alaskites (only veins of the thicknesses exceeding 1 metre have been recorded); 2 - poles of normals to pegmatic veins (only veins thicker than 25 centimetres have been recorded); 3 - poles of normals to melanocratic lamprophyries (veins thicker than 0,5 meter have been recorded); 4 - poles of normals to quartz veins (only veins thicker than 0,5 meter have been recorded)

spessartyty, malchity, kersantyty, minetty oraz wożezyty. Zmienność wykształcenia melanokratycznych utworów żyłowych obrazują fotografie płytek cienkich (pl. III, 6; V, 5, 6). Równocześnie należy podkreślić, że odmienne typy omawianej grupy skał występują często w żyłach blisko siebie położonych, a także różne ich typy pojawiają się na całym omawianym obszarze. Ponadto melanokratyczne utwory żyłowe, pomimo małej miąższości poszczególnych żył, mają znaczną rozciągłość i dają się śledzić na przestrzeni wieluset metrów (fig. 3).

ORIENTACJA ŻYŁ ORAZ STOSUNEK DO SKAŁ OTACZAJĄCYCH

Rozmieszczenie żył w kłodzko-złotostockim masywie granitoidowym i w jego najbliższej osłonie ilustruje załączona mapa (fig. 3). Przedstawiony materiał wskazuje, że wszystkie grupy scharakteryzowanych uprzednio skał żyłowych są spotykane w różnych częściach masywu. Podkreśla ponadto że nie mają one stałej orientacji przestrzennej, co dodatkowo dokumentuje diagram (fig. 10). Dane te przeczą poglądom zawartym w dotychczasowych publikacjach (Bederke 1922; Finckh *et al.* 1942; Oberc 1957, 1972) jakoby utwory żyłowe grupowały się jedynie we wschodniej i południowo-wschodniej części masywu oraz wykazywały stałą orientację NW—SE.

Na podstawie analizy diagramu (fig. 10) można stwierdzić, że zarówno żyły leukokratyczne jak i melanokratyczne mają układ pierścieniowy. Równocześnie na projekcji stereograficznej bieguny normalnych grupują się w strefie zewnętrznej, tj. w dużym okręgu, co wiąże się ze stromymi upadami żył w granicach

60—90°. Z kolei obraz kartograficzny rozmieszczenia żył (fig. 3) wskazuje, że towarzyszą one z reguły skłonom kopuł oraz przegięciom międzykopułowym masywu. Ogólnie zgromadzony materiał sugeruje, że układ rozprzestrzenienia utworów żyłowych jest ściśle związany z budową wewnętrzną masywu i dodatkowo podkreśla jej kopułowy charakter.

Stosunek utworów żyłowych do skał otaczających, tj. do skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego ilustrują fotografie (pl. XV, 2; XVI, 1, 2, 3; XIX, 2). Widoczne kontakty utworów żyłowych leuko- i melanokratycznych z otaczającymi skałami masywu, w sensie geologicznym, są bardzo ostre i wyraźne. Równocześnie ich pierścieniowy układ (fig. 10) sugeruje, że wypełniają one szczeliny kontrakcyjne, endokinetyczne.

Lokalne pola naprężeń, formujące się wokół szczelin wypełnianych utworami żyłowymi, można odtworzyć śledząc przebieg apofiz bocznych (pl. XVI, 1, 3) odgałęziających się od żyły głównej. Rozwijają się one bądź w pęknięciach tensyjnych „ac”, czyli „010” bądź w pęknięciach diagonalnych „hkl”, czyli „Ok1” lub „h01”. Dane te świadczą, że formowanie się utworów żyłowych miało miejsce po głównym etapie konsolidacji kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. Usztynwione już wówczas skały masywu odnotowywały deformacje lokalnymi dylatacjami, które syngenetycznie były zapełniane przez utwory żyłowe. Równocześnie konsolidacja utworów żyłowych w szczelinach następowała w warunkach szybkiego spadku temperatury. Potwierdza to doskonale rozwinięty system endokinetycznych, kontrakcyjnych spękań (fig. 4, dg: 39, 47, 50, 56; pl. XIX, 2).

TEKTONIKA MASYWU I JEGO OSŁONY

Jednoznaczne wyjaśnienie budowy geologicznej kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego oraz jego osłony, podobnie jak i innych obszarów, w skład których wchodzi głównie serie pochodzenia metamorficznego oraz magmowego, napotyka na szereg trudności. Przyczynia się do tego brak dokumentacji wieku i następstwa utworów, a także nałożenie wieloetapowych, niejednokrotnie kilkufazowych deformacji zachodzących w różnych warunkach fizykochemicznych. Ponadto często słabe odkrycie terenu pozwala na uzyskanie jedynie wrywko-

wych informacji. Zgromadzony wówczas materiał dokumentacyjny wykazuje z reguły znaczne luki i nie umożliwia przeprowadzenia obiektywnej interpretacji. Pomocną w takich przypadkach może być analiza mezostrukturalna przeprowadzana w charakterystycznych, dostępnych do bezpośrednich obserwacji punktach, które są określane jako „domeny” (Turner, Weiss 1963; Zwart 1963). Równocześnie przy ustalaniu pozycji masywów i innych ciał magmowych względem skał osłony, należy odcyfrować charakter odkształceń preintruzywnych, które są

zacierane przez zjawiska synintruzywne, a następnie ustalić i określić deformacje postintruzywne (Buddington 1959; Wager, Brown 1968).

Jak już wspomniano kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy, zajmuje pod względem tektonicznym szczególną pozycję. Występuje bowiem w strefie granicznej kilku jednostek geologicznych wyższego rzędu (fig. 2; 3 i 9). Poglądy na budowę geologiczną tych jednostek oraz na budowę masywu są bardzo rozbieżne. Niemniej jednak należy podkreślić, że we wszystkich publikacjach ogólny plan strukturalny ujmowany jest jako efekt wielofazowych deformacji, rozwijających się w niejednorodnym, zmiennym polu sił. Liczni autorzy zgodnie podkreślają, że budowa geologiczna regionu ma charakter poligeniczny. W świetle przytoczonego materiału zdecydowano zastosować przy badaniach tektonicznych metodę analizy mezostrukturalnej. Jej wybór uzasadniono charakteryzując zakres oraz metodykę pracy. Uprzednio została przedstawiona budowa geologiczna jednostek tektonicznych wyższego rzędu ograniczających kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy. Równocześnie podano opis spotkanych zespołów mezostruktur. Ich orientację oraz rozmieszczenie obrazuje załączona mapa (fig. 3), natomiast ustalone wzajemne relacje zawiera zgeneralizowana mapa tektoniczna (fig. 9), którą uzupełniono blokdigramami, skonstruowanymi na podstawie obserwacji wykonanych w obszarach o charakterze „domen” (Wojciechowska 1972 oraz w druku), odzwierciedlającymi kolejne etapy rozwoju odkształceń oraz sekwencje rozwoju zespołów mezostruktur. Zgromadzony materiał pozwala ustalić następstwo zjawisk, jak również odtworzyć w pewnej mierze warunki fizykochemiczne, w jakich się one rozwijały i formowały.

ODKSZTAŁCENIA PREINTRUZYWNE

Do odkształceń preintruzywnych zaliczono te, które zostały wykształcone i zachowane jedynie w skałach osłony masywu, a które uległy zatarciu lub reorientacji w strefach przykontaktowych objętych przeobrażeniami egzomorficznymi. Analiza mezostruktur przeprowadzona w skałach osłony bocznej (zewnątrznej) oraz w ostańcach denudacyjnych osłony stropowej masywu wykazała, że mają one skomplikowany charakter i odzwierciedlają kilkakrotne nałożenie deformacji w zmiennym polu sił. Zostały

one bowiem wyrażone przez ukształtowanie czterech generacji mezofałdów $F_1 - F_4$, które wykazują względem siebie superpozycję. Fałdy młodsze są nałożone na fałdy starsze i wyraźnie zaburzają, reorientują, ich przebieg. Odrębna morfologia i orientacja mezofałdów, jak również odmienne wykształcenie zespołów struktur towarzyszących, świadczy, że w poszczególnych etapach odkształceń ulegało zmianie pole sił oraz następowało zróżnicowanie warunków fizykochemicznych.

Mezofałdy F_1 . Najwcześniejsze, pierwsze etapy deformacji odzwierciedlają mezofałdy F_1 . Są one wyrażone przez ściśnięte fałdy translacyjne typu „similar” (pl. VI, 1; VII, 1) o znacznej amplitudzie i małej rozpiętości. Ich powierzchniom osiowym S_2 towarzyszy powszechnie rekrytalizacja metamorficzna wykształcająca pierwszą powierzchnię foliacji, która na skrzydłach fałdów jest równoległa do powierzchni stratyfikacji S_1/S_2 , natomiast na przegubach fałdów przecina je niezgodnie. Morfologia mezofałdów F_1 świadczy o wybitnym uplastycznieniu deformowanego materiału. Pełne mezofałdy F_1 są zachowane tylko lokalnie, najczęściej można je obserwować w zespołach skalnych cechujących się dużą kompetencją. Natomiast z reguły ulegają one znacznej przebudowie, a o ich uprzedniej obecności świadczą jedynie zachowane relikty śródfoliacyjne lub deformacje powierzchni S_2 , tj. powierzchni już podkreślonych rekrytalizacją metamorficzną. Orientacja resztek zachowanych mezofałdów F_1 jest na ogół zbliżona do kierunków N-S i sugeruje, że fałdy te formowały się przy naciskach zbliżonych do równoleżnikowych.

Mezofałdy F_2 . Następny, drugi etap deformacji wyrażają mezofałdy F_2 , które wykazują bardzo wyraźną superpozycję w odniesieniu do mezofałdów F_1 (pl. VI, 1) przekształcając je z reguły w fałdy „wyoczkowane”, śródfoliacyjne. Mezofałdy F_2 mają również bardzo plastyczny, translacyjny charakter. Ich powierzchniom osiowym S_3 towarzyszy najczęściej rekrytalizacja metamorficzna, dzięki której zostaje uformowana następna, druga powierzchnia foliacji. Mezofałdy F_2 są z reguły koaksjalne z mezofałdami F_1 , co sugeruje, że ich formowanie miało miejsce w podobnie zorientowanym polu sił. Na skrzydłach fałdów F_2 powierzchnie drugiej foliacji, są na ogół zgodne z powierzchniami pierwszej foliacji, tj. S_2/S_3 . Równocześnie towarzyszą

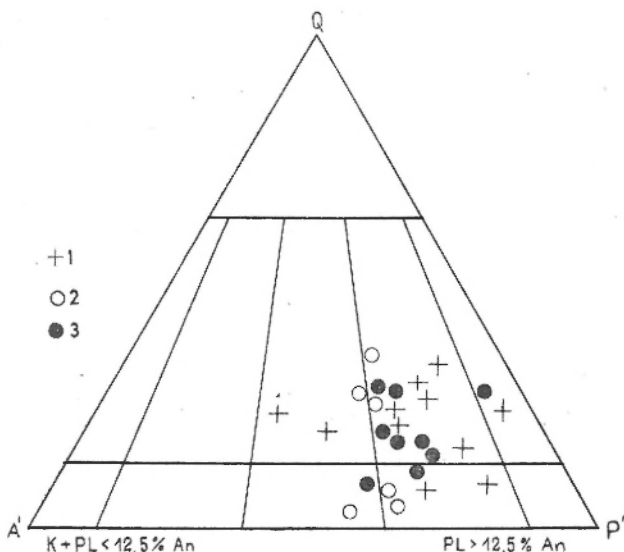
im struktury typu prętowego (rodding), które są bardzo powszechnie wykształcone i dostępne do obserwacji w różnych zespołach skalnych o bardzo odmiennej kompetencji (pl. VII, 2; XII, 1). Ich orientacja jest zgodna z przebiegiem przegubów mezofałdów F_2 , których kształt podobnie jak i mezofałdów F_1 wskazuje, że rozwijały się one w materiale uplastycznionym przy silnych kierunkowo zdefiniowanych naciskach. Mezofałdy F_2 najlepiej są zachowane w utworach skalnych metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, natomiast w metamorfiku kłodzkim oraz we wschodniej i południowo-wschodniej części struktury bardzokiej są w poważnej mierze zatarte.

Mezofałdy F_3 . W kolejnym trzecim etapie deformacji zostały uformowane mezofałdy F_3 , które wyraźnie nakładają się na wcześniej ukształtowany plan strukturalny i zdają się całkowicie go przebudowywać. Są one dostępne do bezpośrednich obserwacji na całym zbadanym obszarze. Ich powierzchnie osiowe S_4 mają strome upady, natomiast przeguby są łagodnie nachylone (pl. VIII, 1, 2; IX, 1; X, 1). Ich morfologia jest zbliżona do fałdów „koncentrycznych”, które rozwijają się w warunkach pewnego usztywnienia deformowanego materiału. Jednakże, na omawianym obszarze, zgodnie z powierzchniami osiowymi S_4 pojawiają się struktury krystalizacyjne podkreślone z reguły kierunkowym ułożeniem ziarn mineralnych, a głównie lyszczyków. Na powierzchniach foliacji są one wyrażone przez tzw. „lineację biotytową”. W obrębie zbadanego obszaru mezofałdy

F_3 mają stałą orientację NW–SE lub NWW–SEE. Podobny, bardzo regularny przebieg wykazuje lineacja krystalizacyjna („biotytowa”), która powszechnie wykazuje nachylenie ku SE lub SEE. Dane te sugerują, że mezofałdy F_3 zostały uformowane przez naciski zorientowane NE–SW lub ENN–WSS, a odkształceniom ulegał materiał usztywniony.

Mezofałdy F_4 . Następnym etapem deformacji został odnotowany poprzez uformowanie mezofałdów F_4 . Są one bardzo charakterystycznie wykształcone bądź w postaci płaskich szerokich fałdków z dachówkowatymi załamaniem na przegubie (pl. VI, 1; VIII, 2), które pojawiają się w seriach skalnych o znacznej kompetencji bądź też w formie drobnego płaskiego gufrazu, który występuje w utworach skalnych o niskiej kompetencji. Powierzchniom osiowym mezofałdów F_4 towarzyszą z reguły pęknięcia (pl. IX, 1; X, 1) i często upodabniają je do drobnych fleksur. Regionalnie mezofałdy F_4 wykazują orientację NE–SW, co sugeruje, że mogły one powstać przy naciskach skierowanych NW–SE. Równocześnie prawie prostopadłe ułożenie mezofałdów F_4 względem mezofałdów F_3 może świadczyć, że mezofałdy F_4 rozwijały się w etapie odprężenia po głównej fazie deformacji, która ukształtowała mezofałdy F_3 . Ponadto charakterystyczna morfologia tych fałdków wskazuje, że formowały się one przy stosunkowo niewielkich naciskach w usztywnionym materiale.

Fig. 11



Stanowisko systematyczne skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego na podstawie ustalonego z analiz chemicznych normatywnego składu mineralnego w trójkącie klasyfikacyjnym K. Smulikowskiego (1947); wykorzystano: Katalog analiz chemicznych skał i minerałów Polski, cz. 1–4

1 – obszar północny masywu – rejon Laskówka–Chwalisław;
2 – obszar środkowy masywu – rejon Podzamek–Droszów; 3 – obszar południowy masywu – rejon Krosnowice–Marcinów – Jaskkowa

Systematic position of rocks of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif in the classification triangle of K. Smulikowski (1947), determined on the basis of modal composition calculated from chemical analyses; chemical analyses are cited after: Catalogue of chemical analyses of the rocks and minerals of Poland, p. 1–4

1 – northern part of the massif the Laskówka–Chwalisław region;
2 – middle part of the massif the Podzamek–Droszów region;
3 – southern part of the massif the Krosnowice–Marcinów – Jaskkowa region

Obok opisanych powyżej odkształceń $F_1 - F_4$ o charakterze plastycznym w skałach osłony kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego zostały zarejestrowane również liczne, niewątpliwie preintruzywne, odkształcenia o charakterze dysjunktywnym. Świadczą o nich często obserwowane strefy mylonityczne, kataklasyczne, a także spękania zablizniane przez intensywną rekrytalizację w aureoli przykontaktowej masywu (pl. II, 1; V, 8; XVII, 2). Również w dotychczasowej literaturze (Traube 1890; Bederke 1922, 1929; Finckh *et al.* 1942; Oberc 1957; Don 1958, 1964; Wojciechowska 1966, 1970; Kowalski 1967; Budzyńska 1971; Kozłowska-Koch 1971, 1973) spotyka się liczne wzmianki i opisy potwierdzające istnienie stref dysjunktywnych w skałach osłony, które uległy zabliznieniu w aureoli egzokontaktowych wpływów masywu.

Zgromadzony materiał obserwacyjny ze skał osłony masywu na obszarze metamorfiku kłodzkiego (Wojciechowska 1966) sugeruje, że lokalne strefy mylonityczne rozwijały się etapowo. Pierwsza faza mylonityzacji prawdopodobnie miała miejsce po uformowaniu mezofałdów F_2 , natomiast druga po wykształceniu mezofałdów F_3 . Na podobne następstwo rozwoju stref mylonitycznych w północno-wschodniej części metamorfiku łądecko-śnieżnickiego wskazują wyniki prac Dona (1958, 1964).

ODKSZTAŁCENIA SYNINTRUZYWNE

Do odkształceń synintruzywnych zaliczono te, które zaważyły na budowie wewnętrznej masywu oraz ukształtowały strefy endo- i egzo-

kontaktowe. Budowa wewnętrzna masywów granitoidowych, geneza magmy oraz sposoby zajmowania przez nią przestrzeni należą do zagadnień szeroko dyskutowanych w literaturze. Również i w przypadku kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego były wielokrotnie poruszane (Cloos 1922, 1936; Bederke 1922, 1927; Oberc 1957, 1966, 1972; K. Smulikowski 1958; Wieser 1958; Borkowska 1959, 1972). Jednakże pochodzenie magmowe skał masywu nie było podważane przez żadnego z autorów. Stosując genetyczną klasyfikację granitoidów K. Smulikowski (1958) zaliczył kłodzko-złotostocki masyw do „granitoidów mieszanych”, powstałych na drodze syntektyczno-kontaminacyjnej.

Dotychczas zgromadzony materiał obserwacyjny wykazał, że zróżnicowane pod względem chemicznym i mineralogicznym (fig. 11 i 12) skały masywu mają stałe wykształcenie teksturalne, które jest powszechnie wyrażone przez kierunkowe ułożenie segregacji minerałów barwnych. Brak związków tekstur kierunkowych skał masywu z teksturami kierunkowymi, płasko-równoległymi skał jego osłony (fig. 3 i 9) sugeruje, że rozwinęły się one równocześnie z przemieszczaniem magmy. Wędrująca ku górze magma, początkowo homogeniczna, ulegała dyferencyjnemu rozwarstwianiu, a krystalizujące sukcesywnie bardziej melanokratyczne składniki układały się smugowo, zgodnie z kierunkami jej przemieszczania. Mechaniczny wpływ wędrującej magmy na skały osłony najwyraźniej został wyrażony w strefach przy-

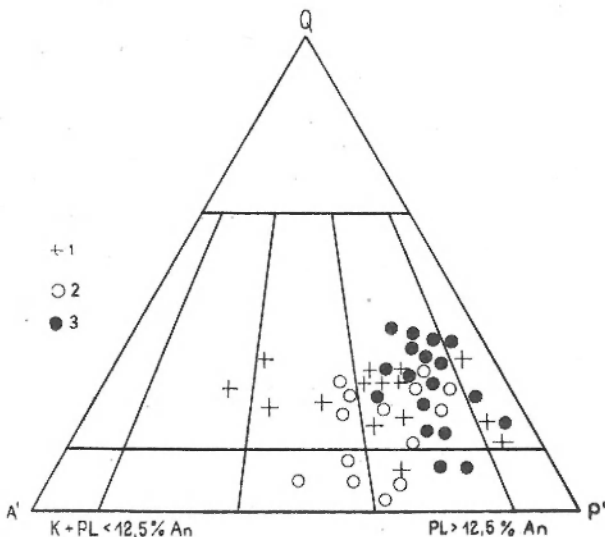


Fig. 12

Stanowisko systematyczne skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego na podstawie analiz mikrometrycznych (wykonanych przez autorkę) w trójkącie klasyfikacyjnym K. Smulikowskiego (1947)

1 - obszar północny masywu - rejon Laskówka - Chwalisław;
2 - obszar środkowy masywu - rejon Podzamek - Droszów; 3 - obszar południowy masywu - rejon Krosnowice - Marcinów - Jazzkowa

Systematic position of the rocks of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids, massif in the classification triangle of K. Smulikowski (1947) on the basis of micrometric analyses carried out by the author

1 - northern part of the massif the Laskówka - Chwalisław region;
2 - middle part of the massif the Podzamek - Droszów region;
3 - southern part of the massif, the Krosnowice - Marcinów - Jazzkowa region

kontaktowych (pl. XII, 1; XVII, 3; XVIII, 1). Równocześnie ubóstwo struktur protoklastycznych w skałach masywu sugerowałoby, że jego konsolidacja nastąpiła po głównej fazie deformacji. Za tą tezę przemawiałaby również, wyraźnie pierścieniowa (fig. 10) orientacja utworów żyłowych podkreślająca kopułową budowę wewnętrzną masywu. Wskazuje ona bowiem, że resztki pomagmowe wypełniły szczeliny endokinetyczne, tj. szczeliny o charakterze typowych kontrakcyjnych diaklaz.

ODKSZTAŁCENIA POSTINTRUZYWNE

Do odkształceń postintruzywnych zaliczono te, które zostały powszechnie odnotowane zarówno w skałach masywu, jak i w skałach jego osłony. Na całym obszarze zostały one odnotowane przez deformacje o charakterze nieciągłym, dysjunktywnym. Są one wyrażone przez gęstą sieć spękań oraz dyslokacji (pl. XIX, 1, 3). Ich orientacja oraz morfologia jest zmienna. Zestawiając zgromadzony materiał obserwacyjny można przypuszczać, że rozwój odkształceń postintruzywnych był również etapowy. W efekcie obecnie obserwowany plan strukturalny odzwierciedla szereg nałożonych deformacji, które przebiegały w zmiennym złożonym polu sił.

SPEKANIA SKALNE

Wszystkie zespoły skalne występujące na zbadanym obszarze wykazują intensywne, różnokierunkowe spękanie. Wśród spękań dominują takie, którym towarzyszą ślizgi i zlustrowania, przy czym orientacja rys ślizgowych jest na nich zmienna. Część spękań jest podkreślona lokalną kataklazą lub zbrekcjowaniem skał. Są również spękania zabliźnione przez mineralizację. W celu ustalenia koncentracji oraz wyznaczenia orientacji reprezentatywnych powierzchni spękań zestawiono pomiary punktowe na siatkach stereograficznych i na ich podstawie sporządzono diagramy konturowe (fig. 5a–e), wykorzystując do projekcji półkulę górną siatki ekwatorialnej Lamberta. Ustalone na ich podstawie maksima koncentracji posłużyły do wyznaczenia powierzchni reprezentatywnych. Ich relacje do innych struktur planarnych, tj. stratyfikacji, foliacji, biegu i upadu żył, struktur płynięcia itp., zarówno w skałach masywu jak i jego osłony, zobrazowano na mapie, która równocześnie ilustruje rozmiesz-

czenie diagramów (fig. 4). Do projekcji stereograficznej struktur planarnych wykorzystano półkulę górną siatki merydionalnej Lamberta.

W dotychczasowej literaturze spękaniami skalnym w kłodzko-złotostockim masywie granitoidowym więcej uwagi poświęcił jedynie Bederke (1922). Autor uważał, że są one wyrażone przez cztery główne kierunki o stałej orientacji w obrębie całego masywu, a mianowicie: 15°/stromo ku W; 100°/pion; 60°/stromo ku NW i 150°/pion. Ponadto Bederke (*ibid.*) uznał, że odzwierciedlają one układ szczelin tensyjnych, kompresyjnych oraz diagonalnych z okresu konsolidacji skał masywu.

Zgromadzony materiał obserwacyjny, zestawiony i zanalizowany statystycznie (fig. 5a–e; fig. 4) nie daje prostego, przejrzystego obrazu orientacji spękań. Równocześnie zauważa się, że relacje pomiędzy reprezentatywnymi powierzchniami spękań a innymi strukturami planarnymi w różnych zespołach skalnych są zmiennie. Ponadto porównawcze zestawienia orientacji spękań w najmłodszych utworach, tj. w utworach kredowych z północno-wschodniej części rowu Górnej Nysy (fig. 5d, dg 61; 5e, dg 88), wykazały podobne układy spękań jak w skałach kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego oraz jego metamorficznej osłony. Z kolei zestawienia orientacji spękań w obrębie obszaru północnego, w pobliżu uskoku sudeckiego brzeżnego (fig. 5a, dg 1–6; 5b, dg 9, 13, 16, 18, 19, 20, 26), wskazują na ich wyraźny przestrzenny związek z przebiegiem tej dyslokacji (NW–SE) wyrażony przez diagonalny względem niej układ spękań.

Z kolei w południowej części obszaru, pomiędzy Jaskową Górną a Żelaznem, układ spękań w skałach masywu (fig. 5d, dg 44, 50; 5e, dg 51, 63, 64, 69, 70, 72) zdaje się odzwierciedlać jego wewnętrzną budowę kopułową, gdyż spękania generalnie wykazują układ pierścieniowy (fig. 4). Jednakże już w rejonie Rogówka i Ołdrzychowie (fig. 5e, dg 75, 76, 79, 80, 84) układ spękań jest przypuszczalnie ściśle związany z dyslokacją o kierunku ENN–WSS, przebiegającą w omawianym rejonie i zaburzającą również utwory kredowe rowu Górnej Nysy w okolicy Mielnika. Spękania są bowiem diagonalnie zorientowane względem wspomnianej dyslokacji.

Ponadto w skałach masywu obserwuje się doskonale wykształcone systemy spękań odpre-

zeniowych (pl. XIII, 2; XVI, 2, 3; XVII, 1). Są one z reguły podkreślone lekką kataklazą ziarn i nie wykazują zabliżeń mineralizacyjnych. W diagramach konturowych przebieg ich powierzchni reprezentatywnych wyznaczają maksima pojawiające się w pobliżu centrum projekcji stereograficznej. Ich orientacja jest bardzo zmienna. Z kolei orientacja spękań w większych wystąpieniach utworów żyłowych (fig. 5*b*, dg 47; 5*c*, dg 39; 5*e*, dg 56) świadczy o ich atektonicznym charakterze.

Przedstawiony powyżej materiał zdaje się wskazywać na złożony, heterocykliczny rozwój deformacji dysjunktywnych. Zmienna orientacja, a przede wszystkim morfologia oraz zróżnicowanie zjawisk towarzyszących szczelinom, świadczy o ich formowaniu się w różnych środowiskach fizykochemicznych przy zmiennej orientacji nacisków.

DYSLOKACJE

Obserwowane na zbadanym obszarze większe linie dyslokacyjne układają się generalnie w dwa

dominujące systemy, które układają się względem siebie prawie prostopadle. Są to: system NW-SE, do którego należą: uskoki sudecki brzeżny, dyslokacje ograniczające rów Czerwieniec oraz obrzeżające rów Górnej Nysy w rejonie Żelazno-Mielnik oraz system NE-SW, do którego należą: dyslokacja Złotego Jaru i Rogówka-Mielnika, a także szereg mniejszych dyslokacji przecinających brzeg rowu Górnej Nysy. Ponadto są reprezentowane nieliczne dyslokacje o orientacji N-S, do których należy uskoki w rejonie Krosnowic, a także dyslokacje o orientacji W-E, reprezentowane przez uskoki w rejonie Gołogłów.

Scharakteryzowane powyżej linie dyslokacyjne dzielą zbadany obszar na szereg bloków. Jednakże ich przebieg w obrębie kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego jest trudny do prześledzenia. Są one maskowane przez bogatą zwietrzelinę typu „kaszy”, rozsypującą się na poszczególne ziarna, która pokrywa prawie cały obszar występowania skał masywu.

POZYCJA KŁODZKO-ZŁOTOSTOCKIEGO MASYWU GRANITOIDOWEGO NA TLE BUDOWY GEOLOGICZNEJ PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI REGIONU KŁODZKIEGO

Na podstawie analizy zebranego materiału obserwacyjnego należy stwierdzić, że budowa geologiczna północnej części regionu kłodzkiego kształtowała się w kilku etapach, którym towarzyszyły różne procesy geologiczne. O ile jednak ustalenie następstwa zjawisk ułatwiają obserwacje zespołów mezostruktur, to ich datowanie wiekowe jest wielce kłopotliwe. Bowiem wiek osadowych serii wyjściowych oraz ich następstwo stratygraficzne, poza nielicznymi punktami nie jest rozpoznane.

Skały osłony zewnętrznej (bocznej) oraz ostańców denudacyjnych osłony stropowej kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego są złożone z różnorodnych, intensywnie przeformowanych zespołów, a ponadto cechują się odmiennym stopniem przeobrażeń metamorficznych. I tak, zespoły skalne metamorfiku ląddecko-śnieżnickiego są przeobrażone w warunkach odpowiadających facji amfibolitowej, tj. przy temperaturach 550-650°C i ciśnieniach 5,5-6,5 kilobarów. Zespoły skalne w metamorfiku kłodzkim są przekształcone w warunkach odpowiadających facji zielenicowej, w temperaturach 300-400°C i ciśnieniach poniżej 5,0 kilobarów

natomiast zespoły skalne z południowo-wschodniej i wschodniej części struktury bardzkiej są zaledwie tknięte przeobrażeniami typu metamorficznego. Jednakże wykształcenie oraz następstwo zespołów mezostruktur w poszczególnych obszarach jest identyczne, co może sugerować, że odkształcenia miały miejsce w tym samym czasie i w podobnym polu sił, ale rozwijały się na różnych głębokościach.

Analizując zespoły skalne w południowo-zachodniej gałęzi kaledonidów sudeckich Teisseyre (1956) wyraził pogląd, że nie można wykluczyć możliwości przynajmniej częściowej przynależności wyjściowej serii osadowej do starszych ogniw paleozoiku. Z kolei datowania paleontologiczne (Malinowska 1955; Teller 1959, 1960, 1962; Kuchciński 1964; Gunia, Wojciechowska 1964, 1971) wykazały, że w północnej części metamorfiku kłodzkiego oraz w południowo-wschodniej a także środkowej części struktury bardzkiej występują intensywnie zaburzone utwory syluru. Równocześnie wiadomo, że ewolucja metamorficzna zespołów skalnych regionu kłodzkiego zakończyła się przed górnym dewonem, bowiem niezmetamorfizowane, klas-

tyczno-wapienne utwory górnego dewonu, udokumentowane paleontologicznie, zalegają w okolicach Kłodzka, Gołogłów i Łącznej (fig. 3 i 9) niezgodnie oraz transgresywnie na przeobrażonych, sfaldowanych zespołach skalnych metamorfiku kłodzkiego. Fakty te w powiązaniu z wynikami oznaczeń wieku izotopowego (Bakun-Czubarow 1968) biotyту wyseparowanego z gnejsów gieraltowskich, uzyskanymi metodą potasowo-argonową (K—Ar), na 382 mln lat wskazywałyby, że metamorfoza i sfaldowanie może być efektem końcowych etapów orogenezy kaledońskiej.

Równocześnie zmienność wykształcenia zespołów mezostuktur, podkreślona odrębną morfologią jak i orientacją, wskazuje, że deformacje rozwijały się etapowo w zmiennym polu sił. Ich efektem była kilkakrotna przebudowa struktur geologicznych, co potwierdzają wykształcone cztery kolejne generacje mezofałdów F_1 — F_4 . Główny etap rozwoju strukturalnego północnej części regionu kłodzkiego przypada na deformacje związane z uformowaniem mezofałdów F_3 o regionalnej orientacji od NW—SE do NWW—SEE, które powstały przy naciskach zbliżonych do NE—SW i ENN—WSS. Następnie mezofałdy F_4 o generalnej orientacji NE—SW, które powstały przy naciskach zbliżonych do NW—SE, przebudowały istniejący plan strukturalny. W efekcie ich działania powierzchnie kompresyjne fałdów F_3 uległy przekształceniu w otwarte szczeliny tensyjne, które wykorzystana przemieszczająca się z głębi syenitoidowa magma. Pionową składową ruchu wędrującej magmy podkreśla strome ułożenie segregacji minerałów barwnych (fig. 3 i 9). Równocześnie ich układ przestrzenny zaznacza orientację kanałów doprowadzających oraz odzwierciedla wewnętrzną kopułową budowę masywu.

Ukształtowanie kopuł naśladuje orientację osi struktur fałdowych F_3 . Jednakże powierzchnia stropowa masywu ścina niezgodnie osłone i uformowane w niej fałdy generacji F_3 i F_4 , które należą do odkształceń preintruzywnych. Jak wykazały oznaczenia wieku izotopowego uzyskane metodą potasowo-argonową (K—Ar), konsolidacja skał masywu przypada na 298 mln lat (Depciuch 1972) co odpowiada przelomowi westfalu i stefanu. W części południowej masywu ukształtowała się wówczas duża struktura kopułowa, którą można określić jako kopułę Marcinowa, o kształcie wydłużonej w kierunku

NWW—SEE elipsy. Natomiast w części północnej uformowały się dwie mniejsze struktury kopułowe, w części zachodniej kopuła Laskówki, a w części wschodniej kopuła Chwalisławia, których osie mają przebieg zgodny z orientacją kanału doprowadzającego magmę, tj. NW—SE. Przemieszczająca się ku górze magma początkowo była homogeniczna i w czasie swej wędrówki ulegała chemicznemu oraz mechanicznemu rozwarstwianiu. Przemawia za tym jednorodność teksturalna skał masywu wyrażona przez kierunkowe, segregacyjne rozmieszczenie składników melanokratycznych, a także zasadnicza jednolitość składu mineralnego, gdyż w różnych częściach masywu występują w zasadzie te same składniki podstawowe, a zróżnicowanie ilościowych pomiędzy nimi. Ponadto powszechnie obserwuje się identyczne, sukcesywne następstwo formowania się poszczególnych składników mineralnych.

Ostańce denudacyjne osłony stropowej masywu konturują zarys konfiguracji skłonów kopuł oraz przebieg międzykopułowych i podkreślają równocześnie ich łagodne nachylenie. Podobnie kontur zewnętrzny masywu (fig. 3 i 9) odzwierciedla intersekcję nierównej powierzchni stropu masywu. Lokalne reorientacje fragmentów osłony stropowej oraz odkształcenia plastyczne i półplastyczne w strefie egzokontaktowej masywu (pl. XII, 1; XVII, 3; XVIII, 1) wskazują na synitruzywnie mechaniczne i chemiczne oddziaływanie magmy na skały osłony. Szerokie strefy wpływów egzokontaktowych oraz przejawy granityzacji notowane w znacznej odległości od konturu zewnętrznego masywu wskazują, że przedłuża się on pod powierzchnią. Pozwala też sądzić, że erozja odsłoniła jedynie apikalne części kopuł.

Wypełnienie kontrakcyjnych, endogenicznych szczelin w masywie przez utwory żyłowe nastąpiło po głównym etapie konsolidacji. Świadczą o tym lokalne pola naprężeń towarzyszące szczelinom wypełnianym utworami żyłowymi (pl. XVI, 1, 3). Zjawiska te wskazują, że skały masywu w tym okresie były już całkowicie usztywnione. Jak wykazały oznaczenia wieku izotopowego uzyskane metodą potasowo-argonową (K—Ar), procesy formowania utworów żyłowych mogą być datowane na 280—262 mln lat (Depciuch 1972), co znaczy, że mogły się one rozwijać jeszcze w dolnym permie.

Równocześnie ich nasilenie wzrasta w części północnej masywu, tj. w rejonie kopuły Laskówki, z którą być może wiąże się dłuższa działalność magmatyczna.

Intensywne, różnokierunkowe spękanie skał masywu oraz jego osłony świadczy, że w etapie postintruzywnym znajdowały się one przez długi okres czasu w złożonym polu napięć. Odnotowane deformacje dysjunktywne mogą być różnowiekowe, heterocykliczne. Tą tezę zdaje się potwierdzać duża zmienność wykształcenia spękań oraz zjawisk im towarzyszących, do których należą różne przejawy mineralizacji, lokalna kataklaza i zbrekowanie ze śladami zabliznień, ślizgi z różnokierunkowymi, często nałożonymi rysami, powtórna kataklaza i zbrekowania niezabliznione przez mineralizację lub rekrystalizację.

W końcowym etapie sieć dyslokacji rozczłonkowała masyw wraz z osłoną na szereg bloków, wywołując lokalne spaczenia i rotacje struktur starszych. Jednakże ściśle ustalenie wieku, a także amplitudy poszczególnych dyslokacji, nie jest możliwe. Mogły one mieć starsze założenia i mogły ulegać w czasie młodszych ruchów odnowieniom. Doszło do tego niewątpliwie w trzeciorzędzie, gdy cały obszar sudecki został wypiętrzony. Przemawiają za tym również lokalne wystąpienia bazaltów w okolicy Łądka Zdroju, pojawiające się bezpośrednio na południe od zbadanego obszaru.

Zagadnienia, które przedstawiono w niniejszym opracowaniu, nie wyczerpują całości złożonej problematyki dotyczącej masywu oraz jego osłony. Niemniej jednak zgromadzony materiał wykazał że:

- odnotowane zespoły mezostruktur, zarówno w północno-zachodniej jak i południowo-wschodniej osłonie masywu, wskazują na identyczny rozwój deformacji preintruzywnych;
- główny etap ukształtowania tektoniki osłony kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego przypada na deformacje związane z uformowaniem fałdów F_3 o regionalnej orientacji NW—SE, które mogły powstać przy naciskach zbliżonych do NE—SW;
- fałdy F_4 o regionalnej orientacji NE—SW, które rozwijały się przy naciskach zbliżonych

do NW—SE przebudowały, starsze, wcześniej uformowane struktury. Przekształciły one powierzchnie kompresyjne fałdów F_3 w otwarte szczeliny tensyjne, które zostały wykorzystane przez przemieszczającą się ku górze magmę;

- struktury płynięcia powszechnie obserwowane w skałach masywu odzwierciedlają jego budowę wewnętrzną i podkreślają, że regionalnie jest on niezgodny, dyskordatny w stosunku do struktur preintruzywnych skał osłony;
- przejawy granityzacji pojawiające się daleko od zewnętrznego konturu masywu świadczą o jego przedłużaniu pod powierzchnią oraz wskazują, że erozja odsłoniła jedynie apikalne części kopuł;

- główną odmianą skał masywu są granodioryty (fig. 11 i 12), a zróżnicowanie lokalne składu mineralnego oraz chemicznego wiąże się z mechanicznym i chemicznym rozwarstwieniem przemieszczającej się magmy oraz przykontaktowym kontaminowaniem skał osłony;

- odkształcenia synintruzywne w skałach osłony są związane z egzokontaktowym wpływem masywu (pl. XVII, 3; XVIII, 1) i zostały wywołane głównie wzrostem objętości i uplastycznieniem skał w strefie przykontaktowej;

- utwory żyłowe rozwijały się po głównym etapie konsolidacji skał masywu (pl. XVI, 1, 3; XIX, 2);

- obecnie obserwowany plan strukturalny masywu oraz jego osłony jest efektem wielofazowej przebudowy i sukcesywnego nakładania się deformacji rozwijających się w odmiennych środowiskach w czasie odkształceń postintruzywnych.

Przedstawione powyżej wnioski dotyczą kolejności zjawisk geologicznych i tektonicznych. Jednak nadal pozostaje nie rozwiązane zagadnienie ich ścisłego datowania. Podobnie szeregi zagadnień petrologicznych, dotyczących zarówno skał masywu jak i osłony, wymaga dalszych, bardziej szczegółowych, opracowań.

Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30
50-205 Wrocław
Październik 1973 r.

LITERATURA

- ANSILEWSKI J., 1966: Petrografia metamorfiku Gór Bialskich. Petrography of the gneiss area of the Bialskie Mts. *Geol. Sudetica*, vol. II.
- BAKUN-CZUBAROW N., 1968: Geochemical characteristics of eclogites from the environs of Nowa Wieś in the region of Śnieżnik Kłodzki. *Arch. miner.*, t. XVIII, z. 1.
- BECKE F., 1892: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinen Schiefer des Hohen Gesenkes. *Sitzb.* 101, Wien.
- BEDERKE E., 1922: Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.*, N. F., Bd. 89.
- 1925: Bau und Alter des ostsudetischen Gebirges. *N. Jb. Miner.*, Bd. 53.
- 1927: Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten. *Geol. Rdsch.*, Bd. 18.
- 1928: Die tektonische und magmatische Stellung der schlesischen „Syenite“. *Fortschr. d. Miner.* etc., Bd. 12.
- 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Ibid.*, Bd. 7, H. 23.
- 1929: Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in dem Gebirgsbau Mitteleuropas. *Geol. Rdsch.*, Bd. 20.
- 1936: Das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. *Jb. d. Schles. Ges.*, f. V. K.
- 1939: Die kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 91.
- 1943: Ein profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. *Geol. Rdsch.*, Bd. 3, 4, H. 1.
- 1956: Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. *Ibid.*, Bd. 45, H. 2.
- BEYRICH E., 1844: Über die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien. *Karten's Arch. Miner.*, Bd. 18.
- 1849: Über das sogenannte südliche oder Glatzer Übergangsgebirge. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* Bd. 1.
- BEYRICH R., ROSE G., ROTH J., RUNGE W., 1867: Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und dem angrenzenden Gegenden 1:100 000 mit Erläuterungen. Berlin.
- [BIEŁOUSOW W. W., KIRIŁŁOWA J. W.] БЕЛОУСОВ В. В., КИРИЛОВА И. В., 1970: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ., Изд. НЕДРА, Москва.
- BORKOWSKA M., 1959: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich Przedpola. On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudeten Mts. and the Sudetic Foreland. *Arch. miner.*, t. XXI, z. 2.
- 1972: Feldspars of some Variscan Granitoides of Eastern Lower Silesia and their crystallization conditions. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. XX, no. 3.
- BORUCKI J., 1966: Wstępne wyniki datowań bezwzględnych (K—A) granitoidów dolnośląskich. Preliminary results of absolute Age determination (K—A) of the Lower Silesian granitoidic Rocks. *Kwart. geol.*, t. 10, nr 1.
- BUBNOFF S., 1931: Die westfälische Sedimentation und die asturische Phase in der innersudetischen Mulde. *Fortschr. d. Geol.* etc., Bd. 9, H. 29.
- 1797: Versuch einer mineralogischen Beschreibung von Landeck. Wrocław.
- BUCH L., 1802: Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland. Bd. I, Berlin.
- BUDDINGTON A. F., 1959: Granite emplacement with special reference to North America., *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 70, no. 6.
- BUDZYŃSKA H., 1971: Mineralogia złoza arsenowego w Złotym Stoku. Mineralogy of Arsenic deposits of the Złoty Stok. *Arch. miner.*, t. XXIX, z. 1 i 2.
- BURCHART J., 1960: O granitoidach jawornickich Sudetów Wschodnich. On the Jawornik granitoids (Eastern Sudeten). *Arch. miner.*, t. XXII, z. 2.
- 1971: Wiek bezwzględny skał polskich (Katalog oznaczeń geochronologicznych). Absolute ages of rocks from Poland (A Catalogue of Geochronological determinations). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1.
- BUTKIEWICZ T., 1968: Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich. Crystalline schists in the Krowiarki Range of the Kłodzko Mts. *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- 1972: Kwarecypy Gór Śnieżnickich. The quartzites of the Śnieżnik Range. *Ibid.*, vol. VI.
- CAMERLANDER C., 1890: Das Gneisgebiet des nordwestlichen Mahrens zumal der Gebirgsgruppe des Spieglitzer Schneeberges. *Verh. R.A.*, Wien.
- CHOROWSKA M., KORNAŚ J., 1968: The granitoid Rocks of the Kłodzko-Złoty Stok Massif and of the Niemcza zone. *Inst. Geol., Biul. 222, Z badań geol. na Dl. Śl.*, t. XII.
- CLOOS H., 1921: Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig. Samm., Vieweg.
- 1922: Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Borntr., Berlin.
- 1936: Einführung in die Geologie. Borntr., Berlin.
- DEPCIUCH T., 1972: Wiek bezwzględny (K—Ar) granitoidów Kłodzko-Złotostockich i strefy Niemczy. Absolute Age of (K—Ar) Granitoids from the Kłodzko-Złoty Stok area and the Niemcza Zone. *Kwart. geol.*, t. 16, nr 1.
- DON J., 1958: Budowa geologiczna krystaliniku na zachód od Łądka. [w:] Materiały do konferencji terenowej PAN w Międzygórzu, Wrocław.
- 1963: Następstwo serii infrakrystalnych w metamorfiku Śnieżnika. The consequences of infracrustal series in the metamorphic of Śnieżnik. *Acta Musei Siles.*, Ser A, vol. 12.
- 1964: Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. The Złote and Krowiarki Mts. as structural elements of the Śnieżnik metamorphic massif. *Geol. Sudetica*, vol. I.
- 1972: The Różane Mts. Fold in the Krowiarki (the Łądek-Śnieżnik metamorphic massif in the Sude-

- tes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. sc. de la Terre*, vol. XX, no. 4.
- DZIEDZICOWA H., 1963: „Syenity” strefy Niemczy. So-called syenites of the Niemcza Zone (Lower Silesia). *Arch. miner.*, t. XIV, z. 2.
- 1973: O orientacji kwarcu w łupkach metamorfiku niemczańsko-kamienieckiego. Orientation of quartz in schists of the Niemcza-Kamieniec metamorphic complex. *Inst. Geol., Biul. 264, Z badań geol. na Dl. Śl.*, t. XXII.
- FINCKH L., 1926: Die geologischen Verhältnisse des Reichensteiner Gebirges in der Umgebung der Stadt Reichenstein. *Exkursionführer. Jb. d. Schles. Forstr.*
- FINCKH L., GOTZINGER A., 1931: Erläuterungen zu Geologischen Karte des Reichensteiner Gebirges, des Nesselkoppenkammens und Neisse Vorlandes. *Geol. Bundes.*, Wien.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E., 1942: Erläuterung zu den Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck, Geologische Karte 1:25 000, Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- FISCHER G., 1932: Die Glatzer Phyllite. *Sitzb. Landesanst.*, H. 7.
- 1935: Der Bau der Glatzer Schneegebirges. *Jb. Landesanst.*, Bd. 56.
- 1936: Das Dach des Modlanubikums in Schlesien, in dem Bayrischen Wald und Mahren. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Bd. 56.
- GROCHOLSKA J., GROCHOLSKI A., 1958: Tektonika północno-wschodniej części rowu Nysy. *Prz. geol.*, nr 8/9.
- GUCHLER J., 1897: Das Reichensteiner und Bielengebirge. *Jb. Reichsamt Bodenforsch.*, Bd. 47, Wien.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I., 1964: Silurian Anthozoa Localized in the Metamorphic of the Middle Sudetes (preliminary investigations). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. chim., geol., geogr.*, vol. XII, no. 4.
- 1971: Zagadnienie wieku wapieni i fylitów z Małego Bożkowa (Sudety Środkowe). On the age of Limestones and Phyllites from Mały Bożków (Central Sudetes.) *Geol. Sudetica*, vol. V.
- GÜRICH G., 1900: Über Gabbro in Liegenden des oberdevonischen Kalkes von Ebersdorf bei Neurode in Grafschaft Glatz. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 52.
- HANSEN E., 1971: Strain Facies. Springer-Verlag, Berlin.
- HARE R. B., 1879: Die Serpentin Masse von Reichenstein und die darin vorkommenden Mineralien. *N. Jb. f. Miner.*
- HEJTMAN B., 1957: Systematická petrografie vyvřelých hornin. *Nk. ČSAV.*, Praha.
- HINTERLECHNER K., 1900: Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse Ostböhmens. *Jb. Reichsamt Bodenforsch.*, Bd. 50, Wien.
- JUSKOWIAK O., 1959: Niektóre minerały i zjawiska kontaktowe z Podzamka koło Kłodzka. Some Minerals and Contact Symptoms from Podzamek near Kłodzko (Lower Silesia). *Kwart. geol.*, t. 3, nr 2.
- KASZA L., 1958: Zagadnienie pometamorficznych zlepieńców w krystaliniku Łądka-Śnieżnika. [w:] Materiały do konferencji ternowej PAN w Międzygórzu, Wrocław.
- 1964: Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. Geology of the upper basin of Biała Łądecka stream. *Geol. Sudetica*, vol. I.
- KATALOG analiz chemicznych skał i minerałów Polski. *Inst. Geol., Pr.*, t. XXV, XXVI, XLV, LXVII.
- KLOMINSKY J., 1969: Krkonoško-jizersky granitoidni masiv. Das granitoide Massiv von Krkonose und Jizerske hory. *Sb. Geol. V. R. G.*, sv. 15, UUG, CSAV., Praha.
- KOWALSKI W. M., 1967: Skały metamorficzne ze Złotego Stoku (Dolny Śląsk). Metamorphic Rocks from Złoty Stok (Lower Silesia). *Pr. geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, nr 42.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1960: Gnejsy Ścinawki i towarzyszące im skały krystaliniku kłodzkiego. Granite-gneisses of Ścinawka and associated rocks of the metamorphic area of Kłodzko (Middle Sudeten, Poland). *Arch. miner.*, t. XXII, z. 2.
- 1971: The „Haniak Gneisses” near Złoty Stok in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. XIX, no. 4.
- 1973: Polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka w Sudetach. Polymetamorphites of the Złoty Stok-Skrzynka dislocation zone. *Geol. Sudetica*, vol. VIII.
- KOLBL L., 1927: Die Tektonik des Grenzgebietes zwischen West und Ostsudeten, *S. B. Akad. Wiss.*, 136, Wien.
- 1929: Die Alpine Tektonik des Altvatergebirges. *Mitt. Geol. Ges.*, 22, Wien.
- KRETSCHMER F., 1918: Der metamorphe Diorit-Gabbrogang nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spiglitzer Scheeberg und Bielengebirge, *Jb., R. A.*, 57, Wien.
- KUCHCIŃSKI J., 1964: Wstępne wiadomości o psylofitowej florze warstw z Wilczy w Sudetach Środkowych. Preliminary data on Psilophyte flora of the Wilcza beds in Middle Sudetes. *Kwart. geol.*, t. 2, nr 4.
- KUŹNIAR J., 1960: O warunkach występowania marmurów w północno-zachodniej części Krowiarek. On the conditions of occurrence of marbles in north-western Krowiarki (Sudeten). *Kwart. geol.*, t. 4, nr 1.
- LEPPLA A., 1900: Geologisch-hydrografische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse (Oberhalb der Steinemündung). *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.*, Bd. 32.
- LIEBISCH T., 1877: Über Hornblendegneise und Serpentine von Frankenstein in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 29.
- MAJEROWICZ A., 1972: Masyw granitowy Strzegom-Sobótka (Studium petrologiczne). On the petrology of the granite massif of Strzegom—Sobótka. *Geol. Sudetica*, vol. VI.
- MALINOWSKA L., 1955: Stratygrafia gotlandu Gór Bardzkich. Stratigraphy of the Gotlandian of the Bardo Mountains. *Inst. Geol., Biul. 95, Z badań geol. na Dl. Śl.*, t. I.

- MARTIN N. R., 1953: The Structure of the Granite Massif of Flamanville Mounte, North-West France. *Quart. Jour. of the Geol. Soc. of London*. London.
- MICHAEL R., 1920: Über das alte Gebirge der Grafschaft Glatz. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* Bd. 72.
- 1922: Aufnahmebericht über Blatt Glatz. *Jb. Preuss. Geol. Landeanst.*, Bd. 40, Tl. II.
- NEUHAUS A., 1933: Die Arsen-Golderzlagerstätten von Reichenstein in Schlesien. *Arch. Lagerst. Forsch.*, Bd. 56.
- OBERC J., 1953: Problematyka geologiczna Gór Bardzkich. Przewodnik do wycieczki w Góry Bardzkie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 21.
- 1957: Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów. Bardo Mts., Region. Geological guide — in Polish, Warszawa.
- 1957: Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Directions of orogenic stresses in the border zone of Eastern and Western Sudeten. *Acta. geol. pol.*, vol. 7, nr 1.
- 1958: Problematyka naukowa i przebieg XXX Zjazdu Geologicznego w Dusznikach Zdroju (Ziemia Kłodzka). The XXX Annual Meeting of the Polish Geological Society held at Duszniki Zdrój from 19-th to 21-st May 1957. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 27.
- 1960: Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten. *Inst. Geol., Pr.* t. XXX, cz. 2.
- 1966: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of geosyncline theory. *Inst. Geol., Biul.* 47.
- 1972: Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe, Wyd. Geol., Warszawa.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S., 1959: Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. Chemical analyses of the Lower Silesian igneous and metamorphic rocks. *Inst. Geol., Pr.*, t. XXIV.
- PETRASCHECK W. E., 1933: Die Erzlagerstätten des schlesischen Gebirges. *Arch. Lagerst. Forsch.*, Bd. 59.
- 1937: Zur Altersbestimmung des varistischen Vulkanismus in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 90.
- 1944: Handbuch der regionalen Geologie — Die Sudetenländer, Bd. I, Abt. 5, Heidelberg.
- RAMSAY J. G., 1967: Folding and Fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, London.
- RAUMER C., 1819: Das Gebirge Niederschlesiens der Grafschaft Glatz und eines Theiles von Bohmen und Oberlausitz geognostisch dargestellt. *Mag. Freund. Nat.*, Berlin.
- SMULIKOWSKI K., 1946: Studia petrologiczne obszarów granitowych na północnym Wołyniu. Petrological Studies in the Granitic Areas of North Volhynia. *Arch. miner.*, t. XVI.
- 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 21, z. 1.
- 1957: Formacje krystaliczne grupy Górskiej Śnieżnika Kłodzkiego, [w:] Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, Wrocław.
- 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. *Studia geol. pol.*, vol. I.
- 1960: Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mountains — East Sudetes. Inter. Geol. Congr., Rep. of the 21 Sess. Norden, Part XIV, Copenhagen.
- SMULIKOWSKI W., 1958: Gnejsy Sowiej Kopy koło Stronia Śląskiego. Gneisses of Sowiej Kopa near Stronie (East Sudetes). *Arch. miner.*, t. XXII, z. 1.
- 1959: Contributions to the petrology of the gneisses of Międzygórze (East Sudeten). *Bull. Acad. Pol. Sc., Cl. 3*, vol. VII, no. 9.
- STILLE H., 1951: Das mitteleuropäische varistische Grundgebirge in Bilde des Gesamteuropäischen, *Beih. Geol. Jb.*, 2.
- SVOBODA J., 1955: Vapence Krkonos a Jizerských Hor. Die Kalksteine des Riesens und Isergebirges. *Geotechnika* 21, Praha.
- SUESS F. E., 1901: Zur Tektonik der Gneisgebiete am Ostrande der böhmischen Masse. *Verhandl. R.*, Wien.
- 1903: Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien.
- 1912: Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Denk.*, Bd. 88, Wien.
- 1926: Intrusionstektonik und Wandertektonik im varistischen Grundgebirge. Berlin.
- 1935: Der lugische Bau in seinem Verhältnis zur varistischen Orogenese. *Mitt. Geol. Ges.*, Bd. 28.
- TEISSEYRE H., 1956: Some remarks on the tectonic structure of Caledonides and Variscides in the Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sc., Cl. 3*, vol. IV.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski. T. 3. Sudety, z. 1, Kraków.
- TEISSEYRE H., 1957: Rozwój budowy geologicznej w rejonie Łąka i Śnieżnika Kłodzkiego. [w:] Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, Wrocław.
- 1960: The principal structural features of the sudetic Caledonides. Intern. Geol. Congr., Rep. of the 21 Sess. Norden., Part XIX, Copenhagen.
- 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. *Acta geol. pol.*, vol. 14, no. 4.
- 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the Stratygraphy and Structural evolution of the Metamorphic Series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- 1971: Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka. Structural analysis in the Sudetes Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1.
- 1972: O niektórych spornych problemach w geologii Sudetów. On some controversial problems in the Geology of Sudetes. *Kwart. geol.*, t. 16, z. 4.
- TELLER L., 1959: Problem warstw żdanowskich oraz granicy sylur-dewon w Górach Bardzkich. Problem of ždanow beds and the limit between the Silurian

- and Devonian in Bardo Mts. (Sudeten). *Prz. geol.*, nr 1.
- 1960: Poziom *Monograptus hercynicus* z warstw zdanowskich w Górach Bardzkich. *Monograptus hercynicus* zone from the zdanow beds of the Bardo Range (Sudeten). *Acta. geol. pol.*, vol. 10, no. 3.
- 1962: Zagadnienie granicy ordowik–sylur w Górach Bardzkich. Problem of the ordovician–silurian boundary in the Bardo Mts. (Sudeten). [w:] Księga Pamiątkowa ku czci Profesora Jana Samsonowicza, PAN Warszawa.
- TRAUBE H., 1890: Untersuchungen an den Syeniten und Hornblende Schiefen zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien. *N. Jb. Miner. etc.*, Bd. I.
- TURNER F. J., WEISS L. E., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonic. McGraw-Hill, London.
- VANGEROV E. F., 1943: Das Normalprofil des Algonkium und Kambrium in den mittleren Sudeten., *Geol. Rdsh.*, Bd. 34, H. 1.
- WAGER L., BROWN G., 1968: Layered Igneous Rocks., Ol-B., Edinburgh-London.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1966: Granitoidy Bielice w Sudetach i ich osłona łupkowa. Bielice granitoides in Sudetes and their metamorphic mantle. *Arch. miner.*, t. XXVI, z. 1 i 2.
- 1969: Granitoidy Barda w Sudetach. Granitoids of Bardo in Sudetes., *Arch. miner.*, t. XXVIII, z. 2.
- WIESER T., 1958: Petrotektonika zachodniej części masywu intruzywnego Kłodzko-Złoty Stok. Petrotectonic of the Western Part of the Kłodzko-Złoty Stok Intrusive Massif. *Kwart. geol.*, t. 2, nr 4.
- WINKLER H. G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, Berlin.
- WOJCIECHOWSKA I., 1958: Zarys budowy geologicznej metamorfiku kłodzkiego (północnego). [w:] Materiały do konferencji terenowej PAN w Międzygórzu, Wrocław.
- 1966: Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. Geology of the Metamorphic Massif in the basin of the Ścinawka Kłodzka. *Geol. Sudetica*, vol. II.
- 1970: Analiza mezostruktur kamieniołomu amfibolitu „Podgórze” na południe od Kłodzka. Analysis of tectonic mesostructures in an amphibolite quarry „Podgórze”. *Prz. geol.*, nr 12.
- 1972: Skały kwarcowo-kwarcytowe w okolicy Ołdrzychowic na Dolnym Śląsku. Quartz-Quartzite rocks in the vicinity of Ołdrzychowice, Lower Silesia. *Kwart. geol.*, t. 16, nr 4.
- 1972: Preliminary results of Investigations on so-called „Quartzites” in the Neighbourhood of Romanowo (Stronie Complex), NW Part of Krowiarki (East Sudetes), *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. de la Terre*, vol. XX, no. 4.
- 1972: Sequence of Deformations in the Stronie Complex of Ołdrzychowice (Eastern Sudetes-Lądek-Śnieżnik metamorphic area). *Ibid.*, vol. XX, no. 4.
- 1973: The tectonic position of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids. [In:] Revue des problemes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silesie, a l'occ. de la XV-c Sess. de l'AZOPRO, Inst. d. Sc. Geol. de L'Acad. Pol. d. Sc. Warszawa.
- (w druku) Analiza mezostruktur okolic Laskówki (pogranicze intruzji kłodzko-złotostockiej ze strukturą bardzką). The mesostructural analysis in the vicinity of Laskówka (the border zone between the Kłodzko-Złoty Stok Intrusive Massif and the Bardo Structure), *Acta Univer. Wratisl., Pr. geol.-miner.*, z. 4.
- ZEMAN J., 1973: Tektogeneza waryscyjska Masywu Czeskiego i jej związek z rozłamami wgłębny. Variscan tectogenesis of Bohemian massif and its relation to deep fracture zones. *Prz. geol.*, nr 7.
- ZOBEL F., CARNALL R., 1831: Geognostische Beschreibung von einem Teile des Nieder-Schlesischen, Glatzischen und Böhmischen Gebirges. *Karten's. Arch. Miner.*, Bd. 3, 4, Berlin.
- ZWART H. J., 1963: The structural evolution on the paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rdsh.*, Bd. 53, H. 1.

Irena WOJCIECHOWSKA

TECTONICS OF THE KŁODZKO-ZŁOTY STOK GRANITOIDS MASSIF AND ITS COUNTRY ROCKS IN THE LIGHT OF MESOSTRUCTURAL INVESTIGATIONS

Abstract: The author carried out the detailed mesostructural analysis in rocks of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its immediate cover rocks in order to establish the number and sequence of deformations in the northern part of the Kłodzko region.

The Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif separates metamorphic rocks of the Łądek-Śnieżnik region from the rocks of the Kłodzko metamorphic unit and the Bardo structure. These large geological units are built of the intensely folded and variously metamorphosed rock assemblages. The Łądek-Śnieżnik metamorphic rocks were metamorphosed under the amphibolite facies conditions. The Kłodzko metamorphic rocks were developed under the greenschist facies conditions, whereas only the southern and eastern parts of the Bardo structure were touched by very insignificant metamorphic transformations. It has been stated, according to the collected data, that the country rocks of the massif were affected by identical pre-intrusive disturbances marked by four successive generations of folds of meso-

scopic dimensions, referred to as $F_1 - F_4$. The main stage of the structural development of the country rocks has been referred to F_1 folding. Then NW-SE trending folds (F_2) were originated due to NE-SW acting compression. Due to F_3 folding the compressional surfaces of F_2 folds were transformed to tensional fissures by which magma was provided. Flow structures marked in the massif rocks by segregational distribution of the melanocratic constituents do reflect the internal architecture of the massif itself. This architecture is independent of the country rocks tectonics. Disturbances observed in the zones of a thermal aureole point to the syn-intrusive mechanical and chemical influence of magma on the country rocks. The post-intrusive disturbances were recorded in both the massif and country rocks as intense jointing. The joint surfaces are variously oriented. This is considered as a result of the long-term development of the disjunctive deformations in a complex stress field.

Summary

The Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif belongs to ones of medium size. It is exposed over the area of about 120 square kilometres and occurring between the villages of Krosnowice, Podzamek, Laskówka on the northwest and the villages of Żelazno, Skrzynka, Złoty Stok on the southeast. The part of massif exposed presently due to erosion, is elongated along the NE-SW direction at the distance of some 18 kilometres and has a width of some 5 up to 8 kilometres. The Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif is situated in the boundary zone between some larger physiographic units. It is marked in the morphology as a vast depression appearing between the Bardo Mts. in the northwest and the Złote Mts. and the Krowiarki Mts. in the southeast and south (fig. 1; pl. I, 1, 2).

Geological boundaries of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif are very diversified owing to its particular tectonic position. The massif emerges in the border zone between several geological units of higher order (figs. 2, 9). The Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif is bordered on the northwest by the Bardo structure (Oberer 1957, 1972). Wide aureole of thermally transformed country rocks occurs along this contact. On the north the massif is truncated by the Sudetic marginal fault separating it from the Foresudetic block. Brecciation and cataclasis of rocks along this fault are in evidence. On the east, southeast and south the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif is bordered by the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit (K. Smulikowski 1952, 1960, Teisseyre 1956, 1957, 1964, 1971, Oberer 1957, 1972, Don 1963, 1964). Intrusive rocks cut obliquely along this contact

various lithological members of the country rocks in which numerous effects of thermal influence can be seen. On the southwest the massif is bordered along a tectonic line by the Intrasudetic basin and the Nysa graben. The granitoid rocks are brecciated and cataclased along this fault zone. The western boundary of the massif is the most differentiated one. Here the massif is bordered by the Kłodzko metamorphic unit, the contact being accompanied by a several kilometres wide halo of granitization evidence, where the rocks of the massif interfinger in a lit par lit fashion with the country rocks. Still boundaries of the Kłodzko Złoty Stok granitoids massif can be easily established. The cover rocks display significant structural and textural peculiarities and they have been transformed mineralogically and chemically. These facts allow to distinguish the rocks in question even by means of mesoscopic examinations. Roof-pendants of the top cover of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids are widespread over the massif area (figs. 2, 9). They are indicative of very shallow, erosional unroofing of the massif.

The structure, origin as well as tectonic position of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks were featured in a great deal of papers. Up to now, however, no detailed mesostructural analysis has been carried out in the discussed rocks. Such an analysis facilitates the recognition of tectogenic conditions of successive deformations. The analysis also enables, on the basis of interrelations of mesostructures, the reconstruction of a style, number and sequence of deformations.

CHARACTERISTIC OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE COVER OF THE KŁODZKO-ZŁOTY STOK GRANITOIDS MASSIF

THE ŁĄDEK-ŚNIEŻNIK METAMORPHIC UNIT

The Łądek-Śnieżnik metamorphic unit is built up of two essential rock complexes, namely the supracrustal Stronie complex derived from a sedimentary series, tuff and effusive rocks as well as the infracrustal complex embracing the Śnieżnik gneisses, the Gieraltów gneisses, and the Haniak gneisses. Parent rocks of the first complex were developed during the intense sedimentation associated with volcanic events. Due to the amphibolite facies metamorphism the sedimentary pile was converted into the actual Stronie complex embracing mica schists and biotite gneisses intercalated with graphitic quartzites, graphitic schists, crystalline limestones, amphibolites, and quartz-potash felspar-plagioclase schists.

Rock series of both these complexes are intensely folded and form an intricate structural pattern. The detailed descriptions of those complexes can be found in many papers from which the following are to be mentioned: Fischer (1935), Bederke (1943), Vagnerov (1943), Teisseyre (1956, 1957, 1964, 1968, 1971, 1972), K. Smulikowski (1957, 1960), W. Smulikowski (1959), Ansilewski (1966), Butkiewicz (1968, 1972), Don (1963, 1964, 1972), Kowalski (1963, 1967), Kozłowska-Koch (1971), Wojciechowska (1972).

Sedimentary rocks locally occur in the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit. They are represented by the conglomerates discovered in the village of Kletno (Kasza 1958, 1964). Granitoid rocks are represented by the Bielice granodiorites and tonalites (Wierzchołowski 1966), and the Jawornik tonalites, adamellites and granodiorites (Burchart 1960).

Opinions on the age of both the main complexes (supracrustal and infracrustal) are very divergent, even more so that they concern the age of the original rock assemblage as well as the age and succession of subsequent transformations. It is generally accepted view that the supracrustal Stronie complex is of Precambrian age although the possibility of its parts belonging to the oldest Paleozoic members is not excluded (Teisseyre 1956). Lack of palaeontological data does not allow to establish any reliable stratigraphical position of the original rock assemblages. Interrelations occurring between rock members which belong to the infracrustal complex are not unmistakably recognized. So far only one determination of the radioactive age of biotite coming from the Gieraltów gneisses was performed (Bakun-Czubarow 1968). K/Ar method has resulted in the age of 382 m.y. indicating the end phases of Caledonian orogeny. In turn, according to Kasza (1958, 1964), the Kletno conglomerates may be referred to Upper Devonian deposits. Their actual position points to rapid break in accumulation owing to intense tectonic movements that are considered by Kasza as Bretonian phases of the Hercynian orogeny.

Radiometric dating of granitoid rocks has yielded the ages of 335 m.y. for the Jawornik granitoids and of 289 m.y. for the Bielice tonalites (Borucki 1966).

Detailed mesostructural investigations were carried out in the northern part of the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit adhering immediately to the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif. According to Don (1963, 1964) the megastructures plunging to the northwest converge in the very area. Moreover, almost all rock members constituting the supracrustal and infracrustal complexes occur over this area.

Four independent generations of folds of mesoscopic dimensions, referred to as $F_1 - F_4$ have been recognized in the investigated region. These folds are mutually superimposed (pls. VI, 1, 2; VII, 1; VIII, 1, 2; IX, 1; X, 1). Variable morphology and orientation of the mesofolds as well as diversified appearance of the accompanying mesostructures indicate that the deformations were realized in consecutive stages. The deformations were effected in a successively changing stress field and under various physico-chemical conditions.

Subsequent deformations of rock assemblages of the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit took place under brittle conditions. Then, boudin structures, joints and faults were developed (pls. XI, 1; IX, 1; XIX, 1, 3). Local mylonitization and cataclasis of the rocks involved were employed during the faulting.

THE KŁODZKO METAMORPHIC UNIT

In this unit rocks of sedimentary, tuffogenic-sedimentary and effusive-igneous origin predominate, the rocks being transformed under the greenschist facies conditions into a variety of phyllites, chlorite schists, crystalline limestones, amphibole-epidote schists (metadiabases), paleoryolite schists and deformed gabbroidal rocks. Locally, rocks were subject to diaphtoresis, after being previously affected by higher grade metamorphism. Sometimes cataclasites and mylonites occur along the fault zones. These zones are accompanied, as a rule, by the post-deformational granitization evidences. Generally speaking a degree of transformation increases southwards where it even attains the equilibrium characteristic of the amphibolite facies.

Rich assemblage of coral fauna was found in the crystalline limestones overlying the thick phyllitic complex. This is the only palaeontological discovery in the Kłodzko metamorphic unit. On the basis of this coral fauna the age of the discussed limestones was determined as the Upper Silurian - Ludlovian (Gunia, Wojciechowska 1964, 1971). The underlying complex is built of chlorite schists, chlorite-amphibole schists, and metadiabases. The limestones in question are discordantly covered in the vicinity of Kłodzko with unmetamorphosed clastic-calcareous deposits of the Upper Devonian. Thus, it has been assumed that folding and metamorphic transformations of the rock complexes belonging to the Kłodzko metamorphic unit took place before the Upper Devonian.

A great deal of mesostructures was developed in the rocks of the Kłodzko metamorphic unit (Wojcie-

chowska 1958, 1966, 1970). Four generations of mesofolds ($F_1 - F_4$) can be distinguished. Their successive development led to gradual stiffening of the deformed material. Younger, brittle deformations are represented by boudinage, jointing and faulting accompanied locally by cataclastic phenomena (pl. XI, 2).

THE BARDO STRUCTURE

Geology of the Bardo structure was featured among others by Raumer (1819), Cloos (1922), Bederke (1929), Oberc (1953, 1957, 1966, 1972). The authors unanimously stated that the tectonics of the Bardo structure was effected by several superposed deformations accomplishing in a variant stress field. Some divergences in a treatment of stratigraphical problems appear to be the result of shortage of paleontological evidences. Lithostratigraphical correlation between rock assemblages subject to intense folding is severely hampered by considerable similarities in lithological development of these assemblages differing in their ages.

On the basis of Oberc's studies it may be assumed that the oldest series of the Bardo structure represent the upper members of the Ordovician, the Silurian as well as the Lower and partly Middle Devonian. This complex was disturbed and folded as evidenced, according to the cited author, by the depositional gap embracing the Upper Devonian members. Then, E-W trending folds were developed owing to compression operating in a meridional direction. Subsequent stage of sedimentary accumulation took place during the

Late Devonian - Early Carboniferous, the accumulation being interrupted at the close of the Viséan. Next, folds running in the NW-SE direction were developed giving rise to the formation of a new structural pattern. The older E-W folds, involving Ordovician - Silurian - Devonian series, then were remodelled. The subsequent deformational stage corresponds to the Westphalian - Stephanian turn (the Asturian Phase) when approximately meridional folds were formed likely owing to E-W acting compression.

Mesostructures were investigated in a 5 kilometres wide belt bordering the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif. The data collected allowed to distinguish four generations of mesofolds ($F_1 - F_4$) causing the deformed material to be more rigid and resistant. Besides, an intense jointing and faulting affected the rocks of the Bardo structure.

THE ROOF-PENDANTS

The roof-pendants of the cover of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif are widespread over the massif area. They are visible in the morphology as distinct culminations which are the most frequent in the central part of the massif between the villages of Podzamek, Laski, and Droszów. The roof-pendants are remnants of regionally metamorphosed rocks transformed subsequently by contact metamorphism to hornfelses. Mesostructures recognized in the roof-pendants are identical with those observed in the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit.

CHARACTERISTIC OF GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE KŁODZKO-ZŁOTY STOK GRANITOIDS MASSIF

Petrography and genetical problems of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif as well as its contacts and relations to the country rocks were investigated by a number of authors. Among the fundamental papers the following are to be mentioned: Traube (1890), Cloos (1922, 1936), Bederke (1922, 1927), Finickh *et al.* (1942), Oberc (1957, 1972), K. Smulikowski (1958), Wieser (1958), Borkowska (1959, 1972), Depciuch (1972). All the authors agree that the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif is diversified and heterogenous in its structure. On the account of a considerable variability in the chemical and mineral composition expressed both in the kind and quantitative proportions of the constituents as well as of a diversity of textural features, a number of following rock varieties can be distinguished: granites, granodiorites, monzonites, syenodiorites, syenites, quartz diorites, proper diorites, granogabbros, and syenogabbros (fig. 6-8, 11, 12). The individual varieties are joined with one another by gradual transitions and this is why their precise delimitation on the map is, as a rule, impossible. On the basis of the data collected it has been revealed that various kinds of rocks of the massif show textural similarities. They are marked by directional arrangement of the coloured minerals segregations against the lighter background

(pls. XIII, 2; XIV, 1, 2; XV, 1, 2; XVII, 1). Orientations of planar structures in rocks of the massif have been illustrated on the attached maps (figs. 3, 9). Among the Kłodzko-Złoty Stok granitoids rocks the most common variety appears to be represented by dark gray, medium grained, occasionally porphyritic granodiorites built up of plagioclase, biotite, amphibole, potash feldspar, varying amounts of quartz, and pyroxene relics subject usually to almost complete uralitization. Among the accessory minerals apatite, zircon, iron oxides, sphene, rutile and garnet are the most common ones. Directional textures of the granodiorites are marked by distinct segregations of mafic minerals (biotite, amphibole, pyroxene, chlorite) arranged in streaks in the lighter matrix (plagioclase, potash feldspar, quartz).

On the basis of petrological studies the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif has been classified by K. Smulikowski (1958) into so-called mixed granitoids of syntectonic-contamination type origin developed by desintegration and partial digestion of various pre-existing rocks by a leucocratic igneous melt.

Radiometric age determinations of the massif rocks made by Depciuch (1972) by means of the K/Ar method have yielded 298 m.y. indicating the age of the

main consolidation of the massif. The values obtained for some parts of it are lower—280 m.y. and 262 m.y. That is why a certain renewal of the magmatic processes is suggested (Depeiuch 1972).

Rocks of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif are intensely jointed. Some part of joints are filled up with leucocratic and melanocratic veins as well as tiny prehnite or epidote-chlorite ones. But most of joints are accompanied by local mylonitization and cataclasis.

CONTACTS OF THE KŁODZKO-ZŁOTY STOK GRANITOID MASSIF WITH ITS COVER

Bederke (1922) was the first who described in details contact zones of the massif as well as associated tectonic phenomena. Results of the detailed mapping carried out by Don (1958), J. and A. Grocholscy (1958) and the author indicated that prior opinions concerning the character of the massif boundaries are to be revised. It has been recognized that the massif extends south-westwards to the dislocation bordering the Nysa graben. The massif rocks have been also found on the southern slopes of the Dębowa hill (505,6 m). Amphibolites occurring in the vicinity of the village of Zelazno are considered as a major roof-pendant. Dislocation nature of the boundaries between the massif and its roof cover suggested by Finckh *et al.* (1942) has not been confirmed. These cover rocks are embayed by granitoids. Rocks of the roof-pendants are commonly blended with the granitoids in a nebulitic fashion (pls. XVII, 3; XVIII, 1).

ANALYSIS OF ORIENTATIONS OF THE SEGREGATIONAL STRUCTURES IN ROCKS OF THE MASSIF

The presence of directional textures in the rocks of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif was ascertained by Beyrich (1849). Bederke (1922) was the first, however, who tried to reconstruct an internal architecture of the massif on the basis of studies of the directional textures. Recent opinions expressed by Wieser (1958) and Oberc (1972) state that the directional textures are inherited ones and follow directions recognized in the country rocks.

The data collected indicate that the directional textures in the massif rocks are underlined by a segregational distribution of the mafic minerals. Mineral composition of these dark segregations appears to be nearly the same over the massif area. Prismatic pyroxene is commonly found in the cores of those segregations. Its crystals are overgrown or replaced by amphibole (process of urazitization) which, in turn, are overgrown or replaced by biotite (pl. III, 1). Biotite is locally chloritized (pl. V, 1). Zoned plagioclases are usually the most common constituents of the light leucocratic background (pls. III, 2, 3; V, 2). Basic cores of the plagioclases are characterized by the An content close to or indicative of labradore. Successive rims are more acid, corresponding even to acid oligoclase. Thus, successive development of the mineral constituents is evidenced. Mineral composition of the

massif rocks shows no relation to that of the country rocks.

It has been recognized that orientations of the segregational textures in the massif rocks do not correspond to the orientations of the flat-parallel textures occurring in the country rocks (figs. 3, 9). Therefore, the segregational textures may be considered as the typical flow structures (Cloos 1936; Martin 1953; Wager, Brown 1968) proving the differential stratification (chemical and mechanical) of the intruding magma. The dome structure of the massif under discussion was revealed by means of analysis of orientation of the flow structures. Longer axes of domes are parallel to the NW—SE channels providing magma (fig. 9). The roof-pendants outline the morphology of the slopes of the domes as well as depressions that separate the domes.

A comparison was made between the results of chemical and micrometric analyses of the rocks coming from the northern, central, and southern parts of the massif. The most lithologically diversified rocks occur in the northern area and the least diversified ones in the southern area. Orientations of the flow structures suggest the vertical component of a movement in the case of the both domes (northern and southern one). It seems that magma was provided by two channels. Stronger diversity of the rocks occurring in the northern area might result from a long-term magmatic activity. Such a view seems to be confirmed by Borkowska's investigations (1972). According to her, the crystallization temperature of feldspars coming from the rocks of the northern area is characterized by the values of 410 and 635°C.

The data collected prove the own internal structure of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif, independent of the country rocks.

THE VEIN ROCKS ACCOMPANYING THE KŁODZKO-ZŁOTY STOK GRANITOID MASSIF

The massif and its cover are cut by numerous leucocratic and melanocratic veins of thicknesses varying from a dozen or so centimetres up to several metres. Only some leucocratic veins reach the thickness of some tens metres (among other in the Chwalisław and Jazzkowa Górna regions). The length of the discussed veins is remarkably large, even of some kilometres. The distribution of these veins can be seen on the attached map (fig. 3) and their spatial orientations are shown on the point diagram (fig. 10) by plotting normals to walls of the greater veins of both kinds.

Among the leucocratic veins aplites, alaskites and nearly monomineral quartz veins are the most common ones. Pegmatites containing scherlite (pl. III, 7) and syenite porphyry veins are as subordinate. Both mineral composition of the leucocratic veins and degree of their crystallicity are variable.

The melanocratic veins are very common. About 110 veins of thicknesses varying from 10 centimetres up to 3,5 metres occur over the investigated area. Generally, the veins belong to ones of lamprophyre facies. Their mineral composition, fabric and colour are variable. Spessartites, malchites, and kersantites

are overwhelming. Minettas and vogesites are not so frequently encountered (pls. III, 6; V, 6, 7).

Spatial orientations of the discussed veins can be studied on the attached point diagram (fig. 10). It is easy to notice that both leucocratic and melanocratic veins are arranged radially, in a ring-like fashion. Normals to the veins walls are arranged in the external zone of the great circle. This emphasizes the steep dips of the discussed veins. Having analyzed the veins pattern seen on the map (fig. 3) one can recognize that the veins occur mainly on the dome slopes.

Interrelations existing between the vein rocks and the rocks of the Klodzko-Zloty Stok granitoids massif are shown on photographs (pls. XV, 2; XVI, 1, 2, 3; XIX, 2). It can be seen that the borders between

the massif rocks and the veins are sharp. A ring-like (radial) arrangement of the veins bears evidence that they were developed in contractional, endokinetic fissures. Local stress fields are proved by lateral apophizes associated with the main veins (pl. XVI, 1, 3). Those lateral veins were intruded along the syngenetic tensional cracks ("ac") or along diagonal ones ("hkl"). On this basis it can be concluded that the main stage of consolidation of the Klodzko-Zloty Stok granitoids massif was prior to the vein development. The consolidation took place under conditions of rapid decrease in temperature as suggested by the presence of excellently developed system of endokinetic contractional joints cutting the vein rocks (fig. 4; diagrams nos. 39, 47, 50, 56; pl. XIX, 2).

TECTONICS OF THE MASSIF AND ITS COVER

The cover rocks of the Klodzko-Zloty Stok granitoids massif were affected by several consecutive deformational stages among which the pre-intrusive deformations, the syn-intrusive and the post-intrusive ones may be distinguished.

The pre-intrusive deformations were obliterated in the zones of immediate thermal contact by egzomorphic transformations. Four generations of mutually superimposed mesofolds referred to as $F_1 - F_4$ were recognized. Their diversified morphology, orientation as well as various appearance of associated linear mesostructures (rod and pencil structures, elongations of mineral grains due to crystallization processes, fine wrinkling and so forth) resulted from different physico-chemical conditions under which the successive deformations took place.

The F_1 translational folds were developed during the first deformational stage. They are characterized by a similar geometry (pls. VI, 1; VII, 1). Thus, considerable plasticity of the deformed material may be inferred. Axial planes to those folds, referred to as S_2 are marked by metamorphic recrystallization. The F_2 mesofolds are also of translational type origin. The F_2 folds are coaxially superimposed upon the F_1 ones, the fact leading often to development of the "eyed" folds. S_3 axial planes are pronounced by metamorphic recrystallization giving rise to the secondary foliation. During the F_3 deformational stage mineral *rodding* and *pencil* structures were originated. Their trends are distributed and reoriented by younger superimposed deformations causing an obliteration of the older structures. F_2 folds and especially F_1 ones are frequently encountered as intrafolial relics.

The F_3 mesofolds, accompanied by crystallizational elongation of mineral grains, represent the main stage of development of the structural pattern of the cover (pls. VIII, 1, 2; IX, 1; X, 1). The F_3 folds are close to the concentric type folds and are regarded as to be formed under slightly more rigid conditions. They show the NW-SE or W-E regional orientation and they might have been developed owing to NE-SW or meridionally operating stresses.

The F_4 mesofolds distribute the trends of mesofolds of the older generations (pl. VI, 1). They are of *kink-band* type. Their axial planes are paralleled by fractures

and glide planes (pls. VIII, 2; IX, 1; X, 1). Therefore it is concluded that the material to be deformed acquired then a considerable rigidity. The F_4 folds are running along the NE-SW direction and might be developed owing to NW-SE acting stresses. Their nearly perpendicular orientation with respect to F_4 mesofolds may suggest that the F_4 folds were originated during the relaxation stage following the main deformational stage which produced the F_3 folds.

Besides the plastic deformations represented by the four fold generations discussed above, the massif cover rocks were affected by numerous disjunctions which were closed up to the zones of thermal aureole. These brittle deformations are represented by mylonitic-cataclastic zones and a great deal of joints.

The syn-intrusive deformations formed the internal structure of the massif as well as endo- and egzcontact zones.

The Klodzko-Zloty Stok granitoids massif truncates various members of the disturbed rocks of the cover. Rocks of the massif, diversified chemically and mineralogically (figs. 11, 12), display consistent textures marked by directional arrangement of the coloured minerals segregations (figs. 3, 9). They outline domes of the massif as well as position of magma providing channels.

Effects of a mechanical influence exerted on the country rocks by the intruding magma can be distinctly seen in the contact zones (pls. XII, 1; XVII, 3; XVIII, 1). Shortage of protoclastic structures suggests that consolidation of the massif rocks took place after the main movement phase. Radial distribution (ring dikes) of the veins suggests that they filled up the endokinetic contractional joints (fig. 10).

The post-intrusive deformations were recorded both by massif and country rocks. They are represented over the whole massif area by various disjunctive phenomena as boudinage, jointing and faulting (pls. XI, 1, 2; XII, 1; XIX, 1, 3). An orientation of fault and joint surfaces is variable. Complex joint systems point to their development in stages and in a variant stress field (pl. dgs. in fig. 5a-e; fig. 4).

Structural pattern of the investigated area resulted from several consecutive deformational stages which were taking place in a variant complex stress field.

POSITION OF THE KŁODZKO-ZŁOTY STOK GRANITOID MASSIF AGAINST THE BACKGROUND OF GEOLOGICAL SETTING OF THE NORTHERN PART OF THE KŁODZKO REGION

The collected data revealed that the geological structure of the northern part of the Kłodzko region was developed in a multiphase cycle. A sequence of the processes has been recorded by the consecutive sets of mesostructures. Their dating, however, is still doubtful and not established. Age of the parent series as well as their stratigraphy remain unknown with exception to few points. The cover rocks of the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif are composed of various, intensely folded members subject to diversified metamorphic transformations. Rock members of the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit were metamorphosed under the amphibolite facies conditions. Rocks of the Kłodzko metamorphic unit were developed under the greenschist facies conditions, whereas rock of the Bardo structure were touched only by very insignificant metamorphic transformations. Nevertheless, the sequence and appearance of mesostructures of each individual set are identical. Thus, it is assumed that the deformations were effected in similar stress fields but under different physico-chemical conditions. Palaeontological investigations provided the evidence on the presence of intensely disturbed Silurian rocks occurring both in the Kłodzko metamorphic unit and the Bardo structure (Malinowska 1955; Teller 1960; Guńia, Wojciechowska 1964, 1971). Unmetamorphosed, elastic-calcareous deposits of the Upper Devonian overlay discordantly rocks of the Kłodzko metamorphic unit. Hence, the metamorphic evolution must have been ended before the Upper Devonian.

The Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif truncates various members of folded and disturbed cover rocks. The internal architecture of the massif may be reconstructed on the basis of studies on orientation and distribution of flow structures that are marked by segregational accumulations of the melanocratic constituents. Their distribution pattern is shown on the attached map (figs. 3, 9). The analysis of this map proves the dome structure of the massif. Its southern part is occupied by the Marcinów dome elongated in the WNW—EES direction. In the northern part two smaller domes occur (the Laskówka dome and the Chwałisław dome), extended in the NW—SE direction. The vertical component of movement of the intruding magma is reflected in steep arrangements of segregations of the melanocratic constituents. The elongations of the domes correspond to the orientation of F_3 folds occurring in the cover. However, the roof surface of the massif truncates discordantly this cover as well as folds of mesoscopic dimensions ($F_1 - F_4$) developed in the cover

rocks (pre-intrusive deformations). K/Ar method of isotopic age determination has resulted in 298 m.y. as the age of the consolidation of the massif rocks (Depciuch 1972). The value corresponds to the Westphalian-Stephanian turn.

The main stage of development of the structural pattern of the cover of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif is referred to the deformations responsible for the formation of NW—SE F_3 folds. These folds were probably originated owing to stresses operating along the NE—SW direction. The structural pattern was remodelled by F_4 folds. Due to F_4 folding the compressional surfaces of F_3 folds were transformed into the tensional fissures by which magma was provided. The dome axes generally agree with the F_3 axial directions (NW—SE). The internal architecture of the massif is independent of the pre-intrusive tectonics of the cover because structures of the cover are truncated by roof of the massif. Granitization evidences appearing within a considerable distance from the external boundaries of the massif are indicative of its extension beneath the surface and of the fact that only apical parts of the domes have been unroofed by erosion. Local reorientations of the roof-pendants as well as plastic and semi-plastic disturbances recognized in the egzocontact zones of the massif are indicative of syn-intrusive, mechanical and chemical influence of the magma on the cover rocks.

Complex systems of the disjunctive mesostructures (pl. dgs. in fig. 5a—e; fig. 4) are characterized by phase-ous superimposition of the consecutive deformations under complex stress field conditions. Their heterocyclic nature is emphasized by various morphology and orientation of joints as well as independent character of the accompanying phenomena from which mineralization, cataclasis, brecciation and secondary closing up of fissures should be mentioned.

The data presented above confirm the complex geological structure of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its cover. They also bring evidence that the actual structural pattern was formed as a result of consecutive, polyphaseous and superposed deformations.

Translated by A. Żelaźniewicz

Institute of Geological Sciences
of the Wrocław University
ul. Cybulskiego 30
50-205 Wrocław
October 1973 r.

OBJAŚNIENIA DO FIGUR 3–5 EXPLANATIONS TO FIGURES 3–5

Fig. 3

Mapa orientacji mezostruktur z naniesionymi średnimi wskaźnikowymi z pięciu pomiarów w punkcie obserwacyjnym

1 – pomiary biegu i upadu warstw; 2 – pomiary biegu i upadu struktur płynięcia oraz orientacja wydłużenia kryształów skaleni (dużych); 3 – pomiary biegu i upadu powierzchni foliacji (S_2) oraz orientacja struktur liniowych; 4 – orientacja osi i asymetria mezofaldów; 5 – przebieg żył leukokratycznych (aplitów lub pegmatytów); 6 – przebieg żył melanokratycznych (lamprofirowych); 7 – przebieg żył kwarcowych (prawie monomineralnych); granice: 8a – kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego, 8b – ostańców denudacyjnych osłony stropowej; 9 – wychodnie utworów górnego dewonu; 10 – uskoki i nasunięcia

Map showing orientation of mesostructures (plotted mean values of five readings taken in the observational point)

1 – measurements of strike and dip of beds; 2 – measurements of strike and dip of flow structures as well as orientation of feldspar megacrysts elongation; 3 – measurements of strike and dip of foliation surfaces (S_2) as well as orientation of linear structures; 4 – axial directions and asymmetry of mesofolds; 5 – trends of leucocratic veins (aplitites and pegmatites); 6 – trends of melanocratic veins (lamprophyries); 7 – trends of nearly monomineral quartz veins; boundaries: 8a – of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif, 8b – of the roof pendants; 9 – outcrops of the Upper Devonian; 10 – faults and overthrusts

Fig. 4

Mapa rozmieszczenia diagramów (numeracja zgodna z fig. 5a–e). Do projekcji stereograficznej wykorzystano górną półkulę siatki merydionalnej Lamberta; przebieg powierzchni spękań ustalono na podstawie analizy diagramów koncentracyjnych, konturowych (fig. 5a–e); przebieg powierzchni innych struktur planarnych ustalono jako średnią wskaźnikową 10–20 pomiarów analizowanych punktów obserwacyjnych

1 – łuki ciągłe – powierzchnie foliacji (S_2) w skałach osłony; diagramy z podwójnym okręgiem z obserwacji przeprowadzonych w ostańcach denudacyjnych osłony stropowej; 2 – grube łuki ciągłe – powierzchnie struktur płynięcia w skałach masywu granitoidowego; 3 i 4 – powierzchnie spękań: reprezentatywnych, głównych, ustalone z analizy diagramów konturowych; 5 – orientacja dużych żył leukokratycznych (aplitowych); 6 – podwójne łuki przerywane – reprezentatywne powierzchnie spękań w żyłach, ustalone z analizy diagramów konturowych; 7 – powierzchnie biegu i upadu warstw (serie osadowe); diagramy porównawcze z utworów górnego dewonu i górnej kredy; 8 – łuki kropkowane – reprezentatywne powierzchnie spękań w utworach górnej kredy, ustalone z analizy diagramów konturowych

Map showing localization of diagrams (the diagram numbers consistent with the fig. 5a–e). Readings plotted against the upper hemispheres of the meridional Lambert net; trends of joint surfaces established on a basis of the analysis of contoured diagrams in fig. 5a–e; trends of other planar structures established as the mean values of 10–20 readings taken in the field in the analyzed observational points

1 – solid great circles represent foliation surfaces (S_2) in the country rocks; double circled diagrams are referred to observations carried out in the roof pendants; 2 – thick solid great circles – surfaces of flow structures in rocks of the granitoids massif; 3 and 4 – main representative joint surfaces inferred from an analysis of contoured

diagrams; 5 – orientation of large leucocratic veins (aplitites); 6 – double dashed great circles – representative joint surfaces cutting veins (inferred from an analysis of contoured diagrams); 7 – strike and dip of beds (sedimentary series); comparative diagrams of the Upper Devonian rocks and the Upper Cretaceous ones; 8 – dotted great circles – representative joint surfaces for Upper Cretaceous rocks inferred from an analysis of contoured diagrams

Fig. 5

Zestawienie diagramów koncentracyjnych konturowych orientacji spękań skalnych w skałach osłony oraz w skałach kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. Do projekcji stereograficznej diagramów została wykorzystana górna półkula siatki ekwatorialnej Lamberta; izaryntny wykreślono dla koncentracji: 1–3–5–7% (numeracja diagramów zgodna z mapą rozmieszczenia diagramów – fig. 4)

Comparison of the contoured diagrams showing orientation of joint surfaces occurring in the cover rocks and the Kłodzko-Złoty Stok granitoids. Upper hemisphere of the equatorial Lambert net has been used to prepare the diagrams; isolines have been drawn for concentrations of 1–3–5–7% (numbers of the diagrams consistent with the map showing diagram locations in fig. 4)

Fig. 5a

Orientacja spękań w kopule granitoidowej Laskówki oraz w skałach jej osłony, NW część kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego

1 – orientacja spękań w słabo przeobrażonych utworach struktury bardziej w rejonie Janowca; typowy układ pierścieniowy stromych spękań zgrupowanych w dużym okręgu (130 pomiarów); 3 – orientacja spękań w hornfelsach skalenio-biotytowo-kordierytowych z rejonu wzgórza 515,9 m n.p.m.; układ sprężonych diagonalnych spękań pierzastych oraz płaskie spękania odprężeniowe (110 pomiarów); 4 – orientacja spękań w hornfelsach skalenio-biotytowo-kordierytowych na N od Laskówki; układ sprężonych stromo zorientowanych spękań diagonalnych pierzastych oraz pierścieniowy układ spękań płasko nachylonych wypełniający mały okrąg (100 pomiarów); 5 – orientacja spękań w hornfelsach skalenio-biotytowo-kordierytowych z rejonu wzgórza 410,5 m n.p.m.; dwa niezależne układy spękań diagonalnych pierzastych; 2 – orientacja spękań w granitoidach Barda (diagram porównawczy); układ sprężonych spękań diagonalnych o małym kącie rozchylenia oraz płaskie spękania odprężeniowe (150 pomiarów); 7 – orientacja spękań w hornfelsach skalenio-biotytowo-kordierytowych z rejonu wzgórza 451,3 m n.p.m. na W od Laskówki; układ pierścieniowy stromych spękań wypełniający duży okrąg (110 pomiarów); 8 – orientacja spękań w granodiorytach biotytowo-amfibolowych z rejonu wsi Laskówka; układ pierścieniowy stromych spękań wypełniających wewnętrzną część dużego okręgu oraz płasko nachylone ku N spękania odprężeniowe wyrażone przez rozległe maksimum (130 pomiarów); 6 – orientacja spękań w granodiorytach biotytowo-amfibolowych na W od Ożar; układ pierścieniowy spękań stromo zorientowanych, wypełniających część zewnętrzną dużego okręgu oraz płasko nachylone ku N spękania odprężeniowe (140 pomiarów); 10 – orientacja spękań w hornfelsach skalenio-biotytowo-kordierytowych z rejonu wzgórza 538,5 m n.p.m.; dwa stromo zorientowane układy sprężonych spękań diagonalnych (110 pomiarów); 11 – orientacja spękań w granodiorytach biotytowo-amfibolowych z rejonu wzgórza 398,0 m n.p.m. (część centralna kopuły Laskówki); system spękań stromo przebiegających o wyraźnym układzie wachlarzowym (100 pomiarów)

Joint orientation in the Laskówka granitoid dome and in the rocks of its cover, NW part of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif

1 – orientation of joints in weakly metamorphosed rocks of the Bardo structure in the Janowiec region; typical ring-like arrangement of steep joints around the great circle of projection (130 measurements); 3 – orientation of joints in feldspar-biotite-cordierite hornfels occurring in the vicinity of the hill 515,9 m; system of conjugate, diagonal, feather joints; gently dipping released joints (110 measurements); 4 – orientation of joints in feldspar-biotite-cordierite hornfels occurring to the N of the village of Laskówka; system of conjugate, diagonal, steep, feather joints; gently dipping joints arranged around the small circle (100 measurements); 5 – orientation of joints in feldspar-biotite-cordierite hornfels occurring in the vicinity of hill 410,5 m; two separate systems of diagonal feather joints; 2 – orientation of joints in the Bardo granitoids (comparative diagram); system of conjugate diagonal joints characterized by low dihedral angle; gently dipping released joints (150 measurements); 7 – orientation of joints in feldspar-biotite-cordierite hornfels occurring in the vicinity of the hill 451,3 m, W of the village of Laskówka; ring arrangement of steep joints around the great circle (110 measurements); 8 – orientation of joints in biotite-amphibole granodiorites occurring in the vicinity of the village of Laskówka; ring arrangement of steep joints filling up the inner part of the great circle as well as released joints dipping gently to the north and represented by vast maximum (130 measurements); 6 – orientation of joints in biotite-amphibole granodiorites occurring to the W of the village of Ozary; ring arrangement of steep joints around outer side of the great circle, and released joints gently dipping to the N (140 measurements); 10 – orientation of joints in feldspar-cordierite-biotite hornfels occurring in the vicinity of the hill 538,5 m; two systems of steep, conjugate, diagonal joints (110 measurements); 11 – orientation of joints in biotite-amphibole granodiorites occurring in the vicinity of the hill 398,0 m (central part of the Laskówka dome); set of steep joints arranged in a distinct fan-like fashion (100 measurements)

Fig. 5b

Orientacja spękań w przegięciu międzykopułowym Lasek oraz w kopule granitoidowej Chwalisławia i jej osłonie, NE część kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego

9 – orientacja spękań w granodiorytach i diorytach z rejonu wzgórza 485,0 m npm; układ spękań wykazuje znaczną dyspersję; rozmyte maksima podkreślają pierścieniowy układ stromych spękań grupujących się przy wewnętrznej części dużego okręgu oraz płaskie spękania odprężeniowe nachylone ku S (150 pomiarów); 13 – orientacja spękań w granodiorytach i diorytach z rejonu na NW od Mąkolna (N część przegięcia międzykopułowego Lasek); układ spękań wykazuje znaczną dyspersję; niewyraźne, rozczłonkowane maksima podkreślają wachlarzowy przebieg spękań (150 pomiarów); 16 – orientacja spękań we fragmencie ostańca denudacyjnego osłony stropowej w rejonie na NE od Mąkolna – skarnoidy diopsydowe z lokalnymi przejawami mineralizacji kruszcowej; spękania grupują się w sprzężony system diagonalny wyrażony przez spękania pierzaste (170 pomiarów); 18 – orientacja spękań w tonalitach z rejonu na NW od wzgórza Haniak (535,0 m npm.); układ spękań niezdefiniowany o znacznym rozrzucie; wyraźniejsze maksimum zaznacza się w orientacji spękań odprężeniowych płasko nachylonych ku S (140 pomiarów); 25 – orientacja spękań w osłonie metamorficznej – gnejsy rejonu wzgórza Haniak (535,0 m npm.); układ sprzężonych spękań diagonalnych, w którym spękania o przebiegu NW–SE są wyrażone przez spękania pierzaste (120 pomiarów); 19 – orientacja spękań w metamorficznej osłonie – SW część Złotego Stoku rejon Doliny Kłodzkiej; dwa systemy sprzężonych spękań diagonalnych (110 pomiarów); 26 – orientacja spękań w seriach metamorficznych u wylotu Złotego Jaru w Złotym Stoku; układ dwóch sprzężonych systemów spękań diagonalnych (110 pomiarów); 20 – orientacja spękań w wapieniach krystalicznych z kamieniołomu położonego na E od Złotego Stoku; obok dwóch systemów sprzężonych spękań diagonalnych występują spękania płasko nachylone ku N i NE (190 pomiarów); 12 – orientacja spękań w granodiorytach z rejonu

N części wsi Laski; obok wachlarzowego układu stromych spękań o przebiegu NW–SE występują spękania pierzaste, również stromo nachylone, o przebiegu N–S oraz płasko nachylone ku N spękania odprężeniowe (100 pomiarów); 24 – orientacja spękań w granodiorytach NW części kopuły Chwalisławia; dwa systemy spękań pierzastych o przebiegu NW–SE oraz NNE–SSW układają się w sprzężony system diagonalny, zjawia się ponadto wyraźnie wyrażony system płasko nachylonych ku SE spękań odprężeniowych (160 pomiarów); 33 – orientacja spękań w centralnej części kopuły Chwalisławia – granodioryty; układ pierścieniowy stromych spękań grupujących się w wewnętrznej części dużego okręgu oraz płasko nachylone ku SW spękania odprężeniowe (110 pomiarów); 42 – orientacja spękań w metamorficznej osłonie z rejonu wzgórza Ciecierz na N od Jawornika Wlk. (827,0 m npm.); dwa systemy sprzężonych spękań diagonalnych (120 pomiarów); 15 – orientacja spękań w granodiorytach środkowej części wsi Laski; wachlarzowy układ stromych spękań oraz płasko nachylone ku SW spękania odprężeniowe (100 pomiarów); 41 – orientacja spękań w SW części kopuły Chwalisławia; dwa układy sprzężonych spękań diagonalnych o charakterze pierzastym oraz płasko nachylone ku NE spękania odprężeniowe (150 pomiarów); 23 – orientacja spękań w ostańcu denudacyjnym osłony stropowej rejonu wzgórza Kłoda na E od wsi Laski (centralna część przegięcia międzykopułowego Lasek – gnejsy kordierytowo-biotytowe; pierścieniowy układ stromych spękań grupujących się przy zewnętrznej części dużego okręgu oraz pierścieniowy układ płaskich spękań odprężeniowych (160 pomiarów); 48 – orientacja spękań w SE części kopuły Chwalisławia; układ pierścieniowy stromych spękań grupujących się w wewnętrznej części dużego okręgu oraz płasko nachylone ku NE spękania odprężeniowe (100 pomiarów); 54 – orientacja spękań w metamorficznej osłonie z rejonu Jawornika Wlk. (827,0 m npm.); układ pierścieniowy stromych spękań grupujących się w zewnętrznej części dużego okręgu oraz płasko nachylone ku NE, E i SE spękania odprężeniowe dające układ wachlarzowy (110 pomiarów); 47 – orientacja spękań skalnych w żyłce leukokratycznej przecinającej kopułę Chwalisławia w rejonie wzgórza Kopciowa; układ spękań diagonalny (sprzężony system ścinający do przebiegu żyły) oraz spękania odprężeniowe nachylone ku NE (150 pomiarów)

Orientation of joints occurring in the Laski interdome depression as well as in the Chwalisław granitoids dome and its cover, NE part of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif

9 – orientation of joints in granodiorites and diorites occurring in the vicinity of the hill 485,0 m; poles of normals to joints surfaces display significant dispersion, vast maxima underline a ring-like arrangement of steep joints around inner side of the great circle; released joints dipping gently to the S (150 measurements); 13 – orientation of joints in granodiorites and diorites occurring to the NW of the village of Mąkolno (N part of the Laski interdome depression); joints surfaces greatly dispersed, weak and disparded maxima emphasize a fanlike joint arrangement (150 measurements); 16 – orientation of joints in the roof pendant occurring to the NE of the village of Mąkolno (diopside skarnoids with local signs of the ore mineralization); system of conjugate, diagonal feather joints (170 measurements); 18 – orientation of joints in tonalites occurring to the NW of the Haniak hill (535,0 m); undefined, greatly dispersed joint arrangement; released joints dipping gently to the S are slightly better determined (140 measurements); 25 – orientation of joints in the metamorphic cover – gneisses occurring in the vicinity of the Haniak hill (535,0 m); system of conjugate diagonal joints, NW–SE striking joints are developed as the feather joints (120 measurements); 19 – orientation of joints in the metamorphic cover, SW part of Złoty Stok in the neighbourhood of the Kłodzko Valley; two sets of conjugate diagonal joints (110 measurements); 26 – orientation of joints in the metamorphic series occurring at the mouth of the Złoty Ravine in Złoty Stok; system of two conjugate sets of diagonal joints (110 measurements); 20 – orientation of joints in crystalline limestones occurring in the quarry E of Złoty Stok; two sets of conjugate diagonal joints, and joints dipping gently to N and NE (190 measurements); 12 – orientation of joints in granodiorites occurring in the N part of the village of Laski; steep joints striking NW–SE arranged in a fan-like fashion, steep feather joints running N–S, released joints dipping gently to the N (100 measurements); 24 – orientation of joints in granodiorites occurring in the NW part of the Chwalisław dome; two sets of feather

joints striking respectively NW-SE and NNE-SSW form the conjugate system of diagonal joints, distinct set of released joints dipping gently to SE (160 measurements); 33 - orientation of joints in granodiorites occurring in the central part of the Chwalisław dome; ring arrangement of steep joints grouping in the inner part of the great circle, released joints dipping gently to SW (110 measurements); 42 - orientation of joints in metamorphic cover occurring in the vicinity of the Ciecierz hill, N of the Jawornik Wlk. hill 827,0 m; two sets of conjugate diagonal joints (120 measurements); 15 - orientation of joints in granodiorites occurring in the central part of the village of Laski; steep joints arranged in a fan-like fashion, released joints dipping gently to SW (100 measurements); 41 - orientation of joints occurring in the SW part of the Chwalisław dome; two systems of conjugate, diagonal feather joints, released joints dipping gently to NE (150 measurements); 23 - orientation of joints in cordierite-biotite gneisses occurring in the roof pendant in the vicinity of the Kłoda hill, E of the village of Laski (central part of the Laski interdome depression); ring arrangement of steep joints around outer side of the great circle, gently dipping released joints arranged in a ring-like fashion (160 measurements); 48 - orientation of joints occurring in the SE part of Chwalisław dome; ring arrangement of steep joints around outer side of the great circle, released joints dipping gently to NE (100 measurements); 54 - orientation of joints in the metamorphic cover occurring in the vicinity of the Jawornik Wielki hill (827,0 m); ring arrangement of steep joints around outer side of the great circle, fan-like arrangement of released joints dipping gently to NE, E, and SE (110 measurements); 47 - orientation of joints occurring in the leucocratic vein cutting the Chwalisław dome in the Kopciowa hill region; set of diagonal joints (forming the conjugate shear system together with the vein direction) released joint dipping to NE (150 measurements)

Fig. 5c

Orientacja spękań w przegięciu międzykopułowym Podzamek - Droszów - środkowa część kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego

14 - orientacja spękań w hornfelsach skalenio-biotytowo-kordierytowych z E zboczy Kłodzkiej Góry (762,3 m n.p.m.); rozmyte maksima wyznaczają wachlarzowy układ spękań o orientacji NE-SW i zmiennym kącie nachylenia oraz wyraźne maksima wyznaczające strome spękania o przebiegu NW-SE (120 pomiarów); 17 - orientacja spękań E skłonu kopuły Laskówki - granodiority biotytowe z licznymi, drobnymi żyłami leukokratycznymi; system sprzężonych spękań diagonalnych, w którym kierunek NW-SE jest wyrażony przez spękania pierzaste oraz płasko nachylone ku S spękania odprężeniowe (190 pomiarów); 22 - orientacja spękań w diorytach i diorytach kwarcowych na SW od Lasek; układ zbliżony do pierścieniowego stromych spękań skalnych grupujących się w zewnętrzny duży okrąg oraz płasko nachylone ku NW spękania odprężeniowe (180 pomiarów); 32 - orientacja spękań w S części ostańca denudacyjnego rejonu wzgórza Kłoda na SE od wsi Laski - gnejsy kordierytowo-biotytowe; strome spękania skalne grupują się w zewnętrznej części dużego okręgu wyznaczając układ zbliżony do pierścieniowego, płaskie spękania nachylone na E i W (100 pomiarów); 46 - orientacja spękań w granodiorytach S części kopuły Chwalisławia; spękania o przebiegu N-S wyznaczają układ wachlarzowy przyjmując różne nachylenia (100 pomiarów); 21 - orientacja spękań w hornfelsach skalenio-biotytowo-kordierytowo-andaluzytowych z rejonu na E od wzgórza Jedlak (657,0 m n.p.m.); układ sprzężony spękań ścinających, stromo ustawionych, o orientacji NW-SE oraz NNE-SSW (110 pomiarów); 39 - orientacja spękań w żyłach leukokratycznej przecinającej dioryty rejonu Lasek oraz S część ostańca denudacyjnego Kłody; spękania wyznaczają sprzężony system ścinający o przebiegu żyły (zorientowany stromo) oraz system odprężeniowy wyrażony przez płasko nachylone ku NW (120 pomiarów); 40 - orientacja spękań w granodiorytach porfirowatych oraz diorytach kwarcowych na E od wzgórza Zamczysko (510,8 m n.p.m.); strome spękania układają się w zewnętrznej części dużego okręgu wyznaczając układ zbliżony do pierścieniowego, płaskie spękania mają przebieg NE-SW, a nachylenie bądź ku NW, bądź ku SE (170 pomiarów); 38 - orientacja spękań w łupkach kordierytowo-biotytowych ostańca denudacyjnego z rejonu wzgórza Zamczysko (510,8 m n.p.m.); dwa systemy spękań

o układzie wachlarzowym w przebiegu NW-SE oraz NE-SW, o zmiennym kącie nachylenia (100 pomiarów); 52 - orientacja spękań w granodiorytach i diorytach kwarcowych z W zboczy wzgórza Ptasznik; dwa systemy spękań wyznaczających układ wachlarzowy (100 pomiarów); 45 - orientacja spękań w granodiorytach rejonu wzgórza Bodak na NE od wsi Jaskowa Górna; strome spękania grupują się w zewnętrznej części dużego okręgu podkreślając układ pierścieniowy (120 pomiarów); 53 - orientacja spękań w granodiorytach i diorytach kwarcowych ze szczytu wzgórza Ptasznik na N od wsi Droszów; układ pierścieniowy stromych spękań grupujących się w rozległe maksima przy zewnętrznej części dużego okręgu, spękania płaskie nachylone ku SW (100 pomiarów); 59 - orientacja spękań we fragmente osłony stropowej z NE zboczy wzgórza Ptasznik - amfibolity; zaznaczają się dwa układy stromo zorientowanych spękań pierzastych o przebiegu N-S oraz E-W (100 pomiarów); 31 - orientacja spękań w osłonie - wapienie krystaliczne z rejonu Podzamek; rozległe, złożone maksima grupują się głównie w drugim i trzecim kwadrancie, ich charakter świadczy o dominacji spękań typu pierzastego (155 pomiarów); 37 - orientacja spękań w diorytach i porfirowatych granodiorytach z rejonu Podzamek; strome spękania wypełniają zewnętrzną część dużego okręgu i mają układ pierścieniowy (100 pomiarów); 58 - orientacja spękań w rozwarstwionych granodiorytach z rejonu górnej części wsi Jaskowa Górna; maksima grupują się w zewnętrznej części okręgu, spękania płaskie są nachylone ku N (130 pomiarów); 66 - orientacja spękań w granodiorytach porfirowatych z rejonu Droszowa; maksima rozległe, spękania strome grupują się przy wewnętrznej części dużego okręgu, spękania płaskie nachylone ku NE i SE (110 pomiarów); 60 - orientacja spękań w osłonie metamorficznej z rejonu wzgórza Kacznicec (na E od Droszowa); przebieg maksimów ma charakter pasowy, podkreśla zmienną orientację nachylenia spękań o przebiegu NW-SE oraz NE-SW (135 pomiarów)

Orientation of joints occurring in the Podzamek - Droszów interdome depression-central part of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif

14 - orientation of joints in feldspar-biotite-cordierite hornfelses occurring on the slopes of the Kłodzka Góra hill 762,3 m; joints characterized by NE-SW strike and variable dip are arranged in a fan-like fashion and marked by vast maxima; steep joints running NW-SE are reflected in the distinct maxima (120 measurements); 17 - orientation of joints biotite granodiorites cut by numerous, tiny, leucocratic veins - E slope of the Laskówka dome; system of conjugate, diagonal joints; one set of the system expressed as feather joints striking NW-SE, released joints dipping gently to S (190 measurements); 22 - orientation of joints in diorites and quartz diorites occurring to the SW of the village of Laski; nearly a ring-like arrangements of steep joints grouping in the outer great circle, released joints dipping gently to NW (180 measurements); 32 - orientation of joints cordierite-biotite gneisses occurring in the S part of the roof pendant in the vicinity of the Kłoda hill, SE of the village of Laski; nearly a ring-like arrangement of steep joints grouping in the outer part of the great circle, joints dipping gently to E and W (100 measurements); 46 - orientation of joints in granodiorites occurring in the S part of the Chwalisław dome; joints striking N-S and assuming variable dip angles are arranged in a fan-like fashion (100 measurements); 21 - orientation of joints in feldspar-biotite-cordierite-andalusite hornfelses occurring to the E of the Jedlak hill 657,0 m; two sets of steep conjugate shear joints striking NW-SE and NNE-SSW (100 measurements); 39 - orientation of joints in leucocratic vein cutting both diorite rocks of the Laski region and S part of the Kłoda roof pendant; steep joints set forms conjugate shear system together with vein direction, released joints dipping gently to NW (120 measurements); 40 - orientation of joints in porphyric granodiorites and quartz diorites occurring to the E of the Zamczysko hill (510,8 m); nearly a ring-like arrangement of steep joints grouping on the outer side of the great circle, gently inclined joints are striking NE-SW and dipping either to NW or to SE (170 measurements); 38 - orientation of joints recorded in cordierite-biotite schists of the roof pendant occurring in the Zamczysko hill (510,8 m); two sets of fan-like arranged joints striking NW-SE as well as NE-SW, both variably dipping (100 measurements); 52 - orientation of joints in granodiorites and quartz diorites occurring on the W slope of the Ptasznik hill two sets of joints arranged in a fan-like fashion (100 measurements);

45 – orientation of joints in granodiorites occurring to the NE of the village of Jaskkowa Górna, nearby the Bodak hill; ring arrangement of steep joints grouping in the outer part of the great circle (120 measurements); 53 – orientation of joints in granodiorites and quartz diorites occurring to the N of the village of Droszów, at the Ptasznik hill summit; ring arrangement of steep joints reflected in vast maxima grouping around outer side of the great circle, gently inclined joints are dipping to SW (100 measurements); 59 – orientation of joints in amphibolites occurring in the roof pendant, on the NE slopes the Ptasznik hill; two sets of steep feather joints striking N–S nad W–E (100 measurements); 31 – orientation of joints in crystalline limestones of the cover occurring in the Podzamek region; vast composed maxima appear mainly in II and III quadrants, their character point to domination of feather joint type (155 measurements); 37 – orientation of joints in diorites and porphyritic granodiorites of the Podzamek region; steep joints arranged in a ring-like fashion on the outer side of the great circle (100 measurements); 58 – orientation of joints in stratified granodiorites occurring in the upper part of the Jaskkowa Górna village; maxima gathered on the outer side of the great circle, gently inclined joints dipping to N (130 measurements); 66 – orientation of joints in porphyritic granodiorites of the Droszów region; steep joints form vast maxima arranged around inner side of the great circle, gently inclined joints dipping to NE and SE (110 measurements); 60 – orientation of joints in the metamorphic cover occurring in the Kaczyniec hill region (E of the village of Droszów); maxima arranged in belts underlying variable dip of the joints striking NW–SE and NE–SW (135 measurements)

Fig. 5d

Orientacja spękań w zachodniej części kopuły Marcinowa i jej osłonie, SW część kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego

27 – diagram porównawczy – orientacja spękań w klastyczno-wapiennych utworach dewonu górnego z Owczej Góry w Kłodzku; skoncentrowane maxima wyznaczają dwa podstawowe systemy spękań diagonalnych sprzężonych, reprezentowanych przez spękania pierzaste (140 pomiarów); 28 – diagram porównawczy – orientacja spękań w utworach starszego paleozoiku struktury bardzkiej na W od Wojciechowic; układ spękań podobny jak w dg. 27 przy zrotowaniu ku N osi „b” elipsoidy odkształceń (150 pomiarów); 29 – diagram porównawczy – orientacja spękań w kwaśnych wulkanitach (wtarcenia w starszym paleozoiku struktury bardzkiej) w dolnej części wsi Wojciechowice; układ spękań zbliżony do dg. 27 i 28 przy całkowitym zrotowaniu osi „b” ku N, ponadto pojawiają się płaskie spękania odprężeniowe (?) nachylone ku NE (130 pomiarów); 30 – orientacja spękań w osłonie – lupki chiasolitowe oraz hornfelsy skaleniuowo-biotytowo-kordierytowo-andaluzytowe z SE zboczcy wzniesienia Jedlak; strome spękania grupują się w wewnętrznej części dużego okręgu i podkreślają układ pierścieniowy, wśród spękań płaskich dominują spękania o przebiegu N–S nachylone ku W pod kątem około 30° (120 pomiarów); 34 – diagram porównawczy – orientacja spękań w utworach metamorfiku kłodzkiego z Góry Fortecznej w Kłodzku; spękania diagonalne grupują się w dwa zasadnicze układy o odmiennie zorientowanej osi „b” elipsoidy odkształceń (podobnie jak w dg. 27, 19), w jednym os „b” prawie pionowa, w drugim nachylona około 25° SW–NE (170 pomiarów); 35 – diagram porównawczy – orientacja spękań w utworach metamorfiku kłodzkiego z rejonu Owczej Góry; układ spękań podobny jak w dg. 34 przy zrotowaniu ku NE (150 pomiarów); 36 – orientacja spękań w hornfelsach skaleniuowo-biotytowo-kordierytowych oraz metawulkanitach z rejonu wzniesienia Kamieńsko; złożone maxima wypełniają trzeci i czwarty kwadrant, charakter ich podkreśla, że dominują spękania pierzaste (120 pomiarów); 49 – orientacja spękań w skalach osłony – amfibolity metamorfiku kłodzkiego z rejonu na S od Kłodzka; sprzężony system spękań diagonalnych o orientacji 355/80 W oraz 70/80 NW; oba systemy mają układ pasowy, spękania płaskie są nachylone bądź ku NW, bądź ku SE (120 pomiarów); 43 – orientacja spękań w skalach osłony – serie metamorfiku kłodzkiego w dolnej części wsi Jaskkowa Dolna; identyczny układ spękań jak w dg. 34 i 35 (110 pomiarów); 44 – orientacja spękań w porfirowatych diorytach z rejonu Jaskkowej Dolnej; maxima grupują się w zewnętrznej części dużego okręgu i wykazują układ pierścieniowy (130 pomiarów); 50 – orientacja

spękań w granodiorytach z licznymi żyłami leukokratycznymi – środkowa część wsi Jaskkowa Dolna; maxima grupują się w wewnętrznej części dużego okręgu i podkreślają pierścieniowy układ spękań, płaskie spękania odprężeniowe zapadają bądź ku NE, bądź ku SW (150 pomiarów); 61 – diagram porównawczy – orientacja spękań w utworach górnej kredy na S zboczach wzniesienia Czerwoniak; spękania grupują się w wyraźne maxima o ułożeniu pasowym, co wskazuje, że przy prawie stałej orientacji biegu powierzchni spękań mają one zmienne kąty upadu i wyznaczają układ dwóch systemów wachlarzowych zorientowanych NE–SW oraz NW–SE (150 pomiarów); 55 – orientacja spękań w skalach osłony metamorfiku kłodzkiego z rejonu wzniesienia Czerwoniak; spękania grupują się w zewnętrznej części dużego okręgu i zbliżają się do układu pierścieniowego (130 pomiarów); 62 – orientacja spękań w granodiorytach z rejonu położonego na NW od Krosnowic; maxima grupują się w postaci wyraźnego pasa podkreślającego układ wachlarzowy spękań o orientacji NW–SE (115 pomiarów)

Orientation of joints occurring in the western part of the Marcinów dome and its cover, SW part of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif

27 – comparative diagram showing orientation of joints in elastic calcareous rocks of the Upper Devonian occurring on the slopes of the Owcza Góra hill in Kłodzko; concentrated maxima mark two basic sets of conjugate diagonal feather joints (140 measurements); 28 – comparative diagram showing orientation of joints in the older Paleozoic rocks of the Bardo structure, E of the village of Wojciechowice; arrangement of joints similar to that seen in diagram 27 if “b” axis of strain ellipsoid is rotated to the N direction (150 measurements); 29 – comparative diagram showing orientation of joints in acid volcanic rocks (intercalations in the older Paleozoic of the Bardo structure) occurring in the lower part of the village of Wojciechowice; arrangement of joints similar to that seen in diagrams 27 and 28 if “b” axis is completely rotated to the N direction, released joints dipping gently to NE (130 measurements); 30 – orientation of joints in chiasolite schists and feldspar-biotite-cordierite-andalusite hornfelses of the cover occurring on the SE slopes of the Jedlak hill; steep joints arranged in a ring-like fashion on the inner side of the great circle, among gently inclined joints those striking N–S and dipping to W at the angle of 30 degrees are the most common ones (120 measurements); 34 – comparative diagram showing orientation of joints in the Kłodzko metamorphic unit rocks occurring on the slopes of the Forteczna Góra hill in Kłodzko; diagonal joints are arranged into two principal sets characterized by different position of the “b” axis of the strain ellipsoid (as in diagram no. 27–29), in one case “b” axis nearly vertical, in the other is plunged to SW at the angle of 25 degrees (170 measurements); 35 – comparative diagrams showing orientation of joints in the Kłodzko metamorphic unit rocks occurring in the Owcza Góra hill region; arrangement of joints similar to that seen in diagram no. 34, after rotation to NE (150 measurements); 36 – orientation of joints in feldspar-biotite-cordierite hornfelses and metavolcanic rocks occurring in the Kamieńsko hill region; composed maxima grouped in the III and IV quadrants, their character is indicative of feather joints (120 measurements); 49 – orientation of joints in amphibolites of the Kłodzko metamorphic unit occurring to the S of Kłodzko; conjugate system two diagonal joints sets oriented 355/80 W and 70/80 NW, two the sets being arranged in belts; gently inclined joints are dipping either to NW or to SE (120 measurements); 43 – orientation of joints in the Kłodzko metamorphic unit rocks of the cover occurring in the lower part of the village of Jaskkowa Dolna; arrangement of joints identical with that seen in diagrams no. 34 and 35 (110 measurements); 44 – orientation of joints in porphyritic diorites occurring in the Jaskkowa Dolna region; maxima arranged in a ring-like fashion on the side of the great circle (130 measurements); 50 – orientation of joints in granodiorites cut by numerous leucocratic veins, occurring in the central part of the village of Jaskkowa Dolna; maxima grouped in the inner part of the great circle, emphasizing a ring-like arrangement of joints; released joints dipping gently either to NE or to SW (150 measurements); 61 – comparative diagrams showing orientation of joints in the Upper Cretaceous rocks occurring on the S slopes of the Czerwoniak hill; joints grouped into two distinct maxima arranged in belts, this indicates constant strike and variable dip of the joints

forming two fan-like sets oriented NE-SW and NW-SE (150 measurements); 55 - orientation of joints in cover rocks belonging to the Kłodzko metamorphic unit and occurring in the Czerwoniak hill region; joints grouped into two conjugate diagonal sets, maxima arranged around the outer side the great circle in a nearly ring-like fashion (130 measurements); 62 - orientation of joints in granodiorites occurring in the region situated to the NW of the village of Krosnowice; maxima form distinct belt emphasizing a fan-like arrangement of joints striking NW-SE (115 measurements)

Fig. 5e

Orientacja spękań w części środkowej oraz na wschodnim skłonie kopuły Marcinowa i jej osłonie, SE część kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego

51 - orientacja spękań w granodiorytach w górnej części wsi Jaskkowa Dolna; strome spękania grupują się w maksima przy zewnętrznej części okręgu wyznaczając układ zbliżony do pierścieniowego, równocześnie spękania o generalnej orientacji NW-SE wyznaczają pas podkreślający ich układ wachlarzowy (135 pomiarów); 57 - orientacja spękań w granodiorytach dolnej części wsi Jaskkowa Górna; strome spękanie grupują się w wewnętrznej części dużego okręgu i wyznaczają układ pierścieniowy, spękania płaskie odprężeniowe są nachylone ku NW (120 pomiarów); 65 - orientacja spękań w granodiorytach i diorytach z licznymi żyłami leuko- i melanokratycznymi z rejonu wzgórza Stróża; spękania wyznaczają sprzężony układ diagonalny i mają charakter spękań pierzastych (150 pomiarów); 71 - orientacja spękań w seriach metamorficznych osłony z rejonu wzgórza Kacyniec; układ spękań zbliżony do dg. 65 (110 pomiarów); 56 - orientacja spękań w żyłach leukokratycznej ze wzgórza Wygon na S od wsi Jaskkowa; spękania w żyłach wyznaczają sprzężony układ diagonalny do jej rozciągłości i wskazują na prawie pionową orientację osi „b” elipsoidu odkształceń (125 pomiarów); 64 - orientacja spękań w porfirowatych granodiorytach z rejonu na N od wsi Rogówek; sprzężony system spękań diagonalnych stromych oraz płasko nachylone ku NE i SE spękania odprężeniowe (120 pomiarów); 77 - orientacja spękań w seriach metamorficznych osłony z rejonu położonego na N od wsi Skrzyńska; blisko położone podwójne maksima podkreślają pierzasty charakter spękań, równocześnie grupują się one w pasie świadczącym o układzie wachlarzowym spękań o przebiegu NE-SW (140 pomiarów); 63 - orientacja spękań w rejonie położonym na N od Marcinowa (centralna część kopuły Marcinowa); strome spękania dają układ pierścieniowy w zewnętrznej części dużego okręgu (125 pomiarów); 70 - orientacja spękań w granodiorytach i syenodiorytach z E części kopuły Marcinowa; obok pierścieniowo ułożonych stromych spękań występują płasko nachylone około 30° ku NW spękania typu odprężeniowego (130 pomiarów); 72 - orientacja spękań w granodiorytach i syenodiorytach porfirowatych z W zboczy wzgórza Sarnica; rozległe maksima wypełniają prawie całkowicie diagram, można na nim wyróżnić niewyraźne ułożenie pasowe świadczące o układzie wachlarzowym spękań o generalnej orientacji N-S oraz E-W (135 pomiarów); 75 - orientacja spękań w granodiorytach z partii podszytowej wzgórza Sarnica; obok wachlarzowego układu spękań NE-SW występują płasko nachylone ku NW spękania odprężeniowe (110 pomiarów); 76 - orientacja spękań skalnych w osłonie metamorficznej z rejonu szczytowej partii wzgórza Sarnica; strome spękania grupują się w zewnętrznej części dużego okręgu wyznaczając układ pierścieniowy, równocześnie zaznacza się wyraźny pas wskazujący, że spękania o przebiegu NW-SE mają układ wachlarzowy (115 pomiarów); 81 - orientacja spękań w osłonie metamorficznej z rejonu na S od wsi Rogówek (gnejsy); rozległe rozmyte maksima układają się w części wewnętrznej dużego okręgu i wyznaczają układ pierścieniowy (120 pomiarów); 87 - orientacja spękań w osłonie metamorficznej z rejonu na S od wsi Skrzyńska (amfibolity); spękania o generalnym przebiegu E-W wyznaczają układ wachlarzowy, obok którego zjawiają się spękania o przebiegu N-S stromo nachylone ku E (140 pomiarów); 68 - orientacja spękań w fragmencie osłony stropowej z S skłonu kopuły Marcinowa (amfibolity); obok sprzężonego systemu spękań diagonalnych wyznaczających os „b” elipsoidu odkształceń w pierwszym kwadrancie pojawiają się spękania typu odprężeniowego pochylone ku NE i SE (155 pomiarów); 69 - orientacja spękań w syenodiorytach w kamienio-

mach we wsi Marcinów (z licznymi drobnymi inkluzjami amfibolitów); spękania układają się w dwa pierścieniowe układy konturujące zewnętrzną część dużego okręgu oraz zewnętrzną część małego okręgu (170 pomiarów); 74 - orientacja spękań w diorytach kwarcowych z rejonu położonego na S od wsi Marcinów; nieregularne, rozmyte maksima konturują asymetryczny układ pierścieniowy (160 pomiarów); 67 - orientacja spękań we fragmencie osłony stropowej z W skłonu kopuły Marcinowa (amfibolity z rejonu Żelazna); system sprzężonych spękań diagonalnych o stromych upadach i orientacji NE-SW oraz płasko nachylone spękania odprężeniowe (130 pomiarów); 73 - orientacja spękań w fragmencie osłony stropowej z W skłonu kopuły Marcinowa (gnejsy biotytowe i kwarcyty z rejonu Żelazna); sprzężony system spękań diagonalnych oraz płaskie spękania odprężeniowe (100 pomiarów); 79 - orientacja spękań w osłonie metamorficznej z rejonu Oldrzychowic; sprzężony układ stromo zorientowanych spękań diagonalnych oraz płasko nachylone ku N spękanie odprężeniowe (100 pomiarów); 80 - orientacja spękań w osłonie metamorficznej z S zboczy wzgórza Sarnica (amfibolity oraz gnejsy biotytowe); obok pierścieniowego układu stromych spękań grupujących się w zewnętrznej części dużego okręgu zjawia się pas wskazujący, iż spękania o generalnym przebiegu NW-SE mają układ wachlarzowy (120 pomiarów); 86 - orientacja w osłonie metamorficznej z rejonu wzgórza Sosienka (amfibolity); maksima grupują się w wewnętrznej części dużego okręgu wyznaczając układ pierścieniowy (145 pomiarów); 78 - orientacja spękań w osłonie metamorficznej z rejonu Dębowej Góry (łupki lyszczkowe z wtrąceniami wapieni krystalicznych); rozrzucone maksima grupują się w pasy wyznaczające dwa wachlarzowato ułożone systemy spękań diagonalnych (100 pomiarów); 82 - orientacja spękań w wapieniach krystalicznych z rejonu wzgórza Wapniarka; rozległe maksima wypełniają prawie całkowicie drugi, trzeci i czwarty kwadrant grupując się przy wewnętrznej części dużego okręgu, mają układ pasowy wskazujący, iż spękania o generalnym przebiegu NE-SW oraz NW-SE dają układ wachlarzowy (170 pomiarów); 83 - orientacja spękań w wapieniach krystalicznych z osłony metamorficznej z rejonu na SE od wsi Żelazno; układ spękań podobny jak w dg. 82, z mniej wyraźnym zaznaczonym kierunkiem NW-SE (110 pomiarów); 84 - orientacja spękań w wapieniach krystalicznych z osłony metamorficznej w rejonie wzgórza Szupiec; obraz podobny jak w dg. 82 (115 pomiarów); 85 - orientacja spękań skalnych w osłonie metamorficznej (łupki krystaliczne z wtrąceniami metawulkanitów) z rejonu na N od wsi Romanów; wyraźny układ sprzężonych spękań diagonalnych (130 pomiarów); 88 - diagram porównawczy - orientacja spękań w utworach górnej kredy z rejonu wsi Mielnik; wachlarzowy układ dwóch generalnych kierunków spękań NE-SW oraz NW-SE (130 pomiarów)

Orientation of joints occurring in the central part and the eastern slope of the Marcinów dome and its cover, the SE part of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif

51 - orientation of joints granodiorites occurring in the upper part of the village of Jaskkowa Dolna; steep joints form maxima grouped on the outer side of the great circle, marking their nearly ring-like arrangement, joints, striking generally NW-SE form belt underlying their fan-like arrangement (135 measurements); 57 - orientation of joints in granodiorites occurring in the lower part of the village of the Jaskkowa Górna; steep joints arranged in a ring fashion around the inner side of the great circle, released joints dipping gently to NW (120 measurements); 65 - orientation of joints in granodiorites and diorites with numerous leucocratic and melanocratic veins, occurring in the Stróża hill region; joint surfaces form conjugate diagonal system, they have a character of feather joints (150 measurements); 71 - orientation of joints in metamorphic rocks of the cover occurring in the Kacyniec hill region; arrangement of joints similar to that seen in diagram no. 65 (110 measurements); 56 - orientation of joints in leucocratic veins occurring on the slopes of the Wygon hill situated to the S of the village of Jaskkowa; joints in the vein are an diagonal a complementary in to the vein strike, they indicate nearly vertical position of the "b" axis of a strain ellipsoid (125 measurements); 64 - orientation of joints in porphyritic granodiorites occurring to the N of the village of Rogówek; conjugate system of steep diagonal joints, released joints dipping gently to SE (120 measurements); 77 - orientation of joints metamorphic rock of the cover occurring to the N of the village of Skrzyńska; double maxima closely disposed to each other are indicative of feather joints type, joints arranged

in belt which proves a fan-like arrangement of the joints striking NE-SW (140 measurements); 63 - orientation of joints in central part the Marcinów dome (N of the village of Marcinów); steep joints arranged in a ring-like manner around the outer side of the great circle (125 measurements); 70 - orientation of joints in granodiorites and syenodiorites occurring in the E part of the Marcinów dome; steep joints arranged in a ring-like fashion, released joints dipping to NW at the angle of about some 30 degrees (130 measurements); 72 - orientation of joints in granodiorites and porphyritic syenodiorites occurring on the W slopes of the Sarnica hill; vast maxima occur almost whole diagram, indistinct belt disposition proves a fan-like arrangement of the joints striking generally N-S and W-E (135 measurements); 75 - orientation of joints in granodiorites occurring in the vicinity of the summit of the Sarnica hill; joints striking NE-SW arranged in a fan-like fashion, released joints dipping gently to NW (110 measurements); 76 - orientation of joints in metamorphic cover rocks occurring in the vicinity of the Sarnica hill summit; steep joints arranged in a ring-like fashion around outer side of the great circle, distinct belt proves a fan-like arrangement of joints striking SE-NW (115 measurements); 81 - orientation of joints in metamorphic cover rocks (gneisses) occurring to the S of the village of Rogówek; vast maxima grouped on the outer side of the great circle mark a ring-like arrangement of joints (120 measurements); 87 - orientation of joints in metamorphic cover rocks (amphibolites) occurring to the S of the village of Skrzyńka; joints E-W striking generally arranged in a fan-like fashion, besides the steep joints running N-S and dipping to E occur (140 measurements); 88 - orientation of joints in amphibolites of the roof pendant occurring on the S slope of the Marcinów dome; conjugate system of diagonal joints marking "b" axis of the strain ellipsoid (I quadrant), released joints dipping gently to NE and SE (155 measurements); 69 - orientation of joints in syenodiorites (with numerous small amphibolite inclusions) occurring in the quarries situated in the village of Marcinów; two ring-like arrangements outline the outer side of the great circle and the outer side of the small circle (170 measurements); 74 - orientation of joints in quartz diorites occurring to the S of the village of Marcinów; irregular vast maxima outline an asymmetrical ring-like arrangement of joints (160 measurements); 67 - orientation of joints in the roof pendant occurring on the W slope of the Marcinów dome (amphibolites of the

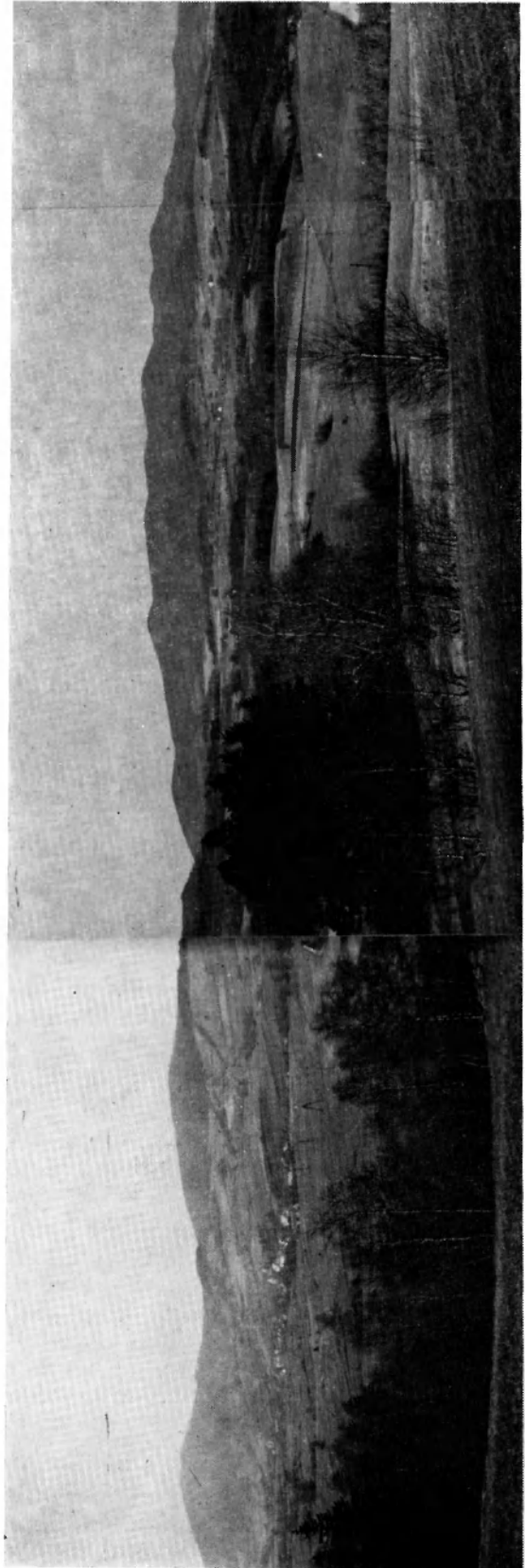
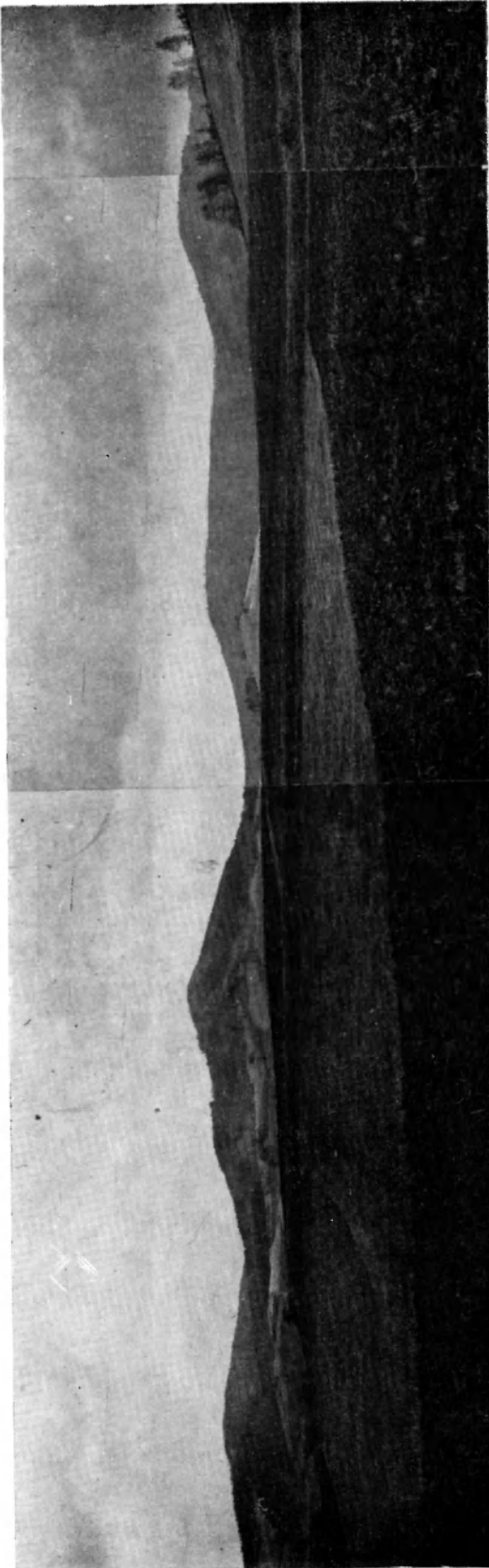
Żelazno region); system of conjugate steep diagonal joints striking NE-SW, gently dipping released (130 measurements); 73 - orientation of joints in the roof pendant occurring on the W slope of the Marcinów dome (biotite gneisses and quartzites of the Żelazno region); conjugate system of steep diagonal joints, gently dipping released joints (100 measurements); 79 - orientation of joints in the metamorphic cover rocks occurring in the Oldrzychowice region; conjugate system of steep diagonal joints, released joints dipping gently to N (100 measurements); 80 - orientation of joints in metamorphic cover rocks occurring on the S slope of the Sarnica hill (amphibolites and biotite gneisses); steep joints arranged in a ring fashion around the outer side of the great circle, joints striking NE-SE arranged in a fan-like fashion evidenced by their belt disposition on the diagram (120 measurements); 86 - orientation of joints in metamorphic cover rocks (amphibolites) occurring in the Sosenka hill region; maxima grouping around the outer side of the great circle mark a ring-like arrangement of joints (145 measurements); 78 - orientation of joints in metamorphic cover rocks (mica schists interbedded with crystalline limestones) occurring in the Dębowa Góra hill region; scattered maxima form belts marking two sets of diagonal joints arranged in a fan-like fashion (100 measurements); 82 - orientation of joints in crystalline limestones occurring in the Wapniarka hill region; vast maxima occurring almost entirely in II, III, and IV quadrants are grouped on the inner side of the great circle and form belts which prove a fan-like arrangement of joints generally striking NE-SW and NW-SE (170 measurements); 83 - orientation of joints in crystalline limestones to the SE of the village of Żelazno; arrangement of joints similar to that seen in diagram no. 82, only NW-SE direction being less distinct (110 measurements); 84 - orientation of joints in crystalline limestones of the metamorphic cover in the Słupiec hill region; arrangement of joints similar to that seen in diagram no. 82 (115 measurements); 85 - orientation of joints in metamorphic cover rocks (crystalline schists interbedded with metamorphic rocks) occurring to the N of the village of Romanów; distinct system of conjugate diagonal joints (130 measurements); 88 - comparative diagram showing orientation of joints the Upper Cretaceous rocks occurring in the Mielnik region; two sets of joints striking NE-SW and NW-SE are arranged in a fan-like manner (130 measurements):

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I

PLATE I

1. Widok ze wsi Jaskowa Górna (część środkowa kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego) na Góry Złote i Krowiarki
The Złote Mts. and Krowiarki Mts. viewed from the village of Jaskowa Górna (middle part of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif)
2. Widok ze zboczy Ciecierzy (wschodni kraniec kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego) na Góry Bardzkie
The Bardzkie Mts. viewed from the slopes of the Ciecierza hill (eastern border of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif)

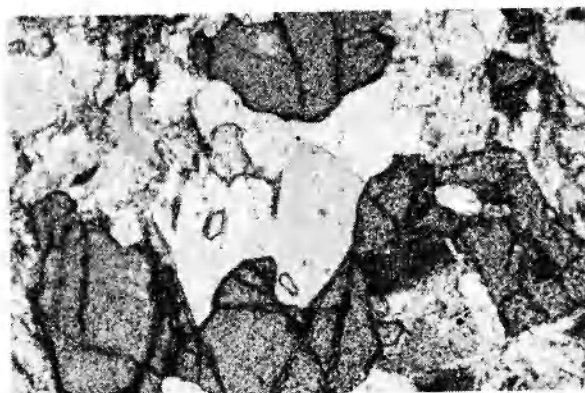
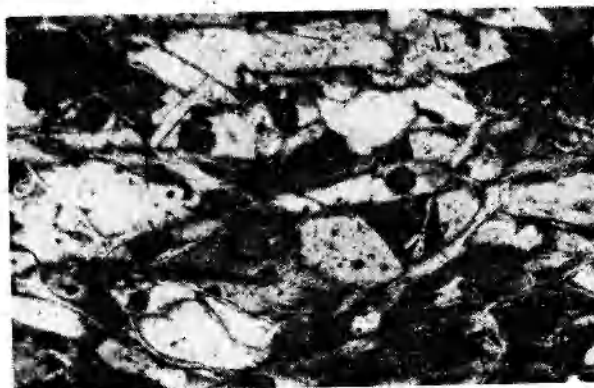
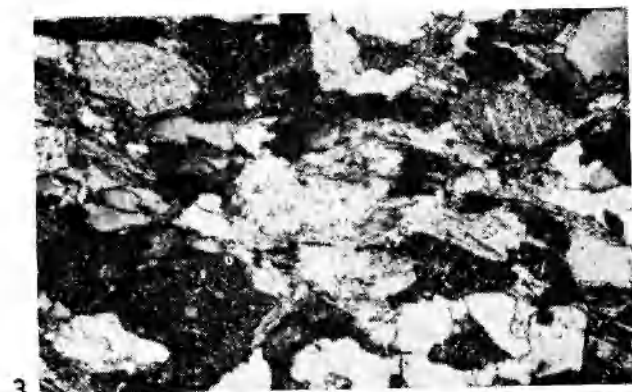
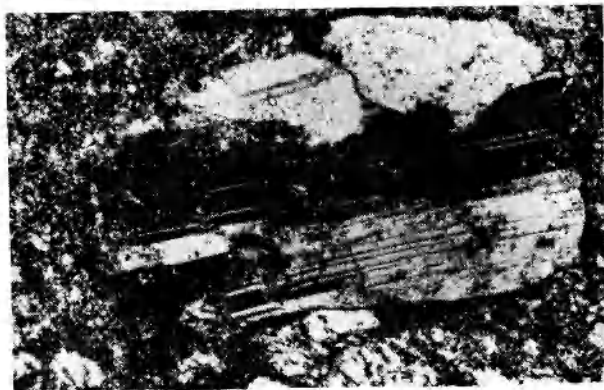
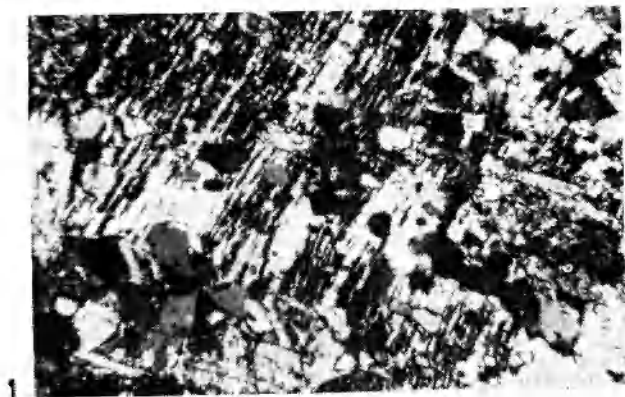


Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA II

PLATE II

1. Skąły osłony kłódzko-złotostockiego masywu granitoidowego; metamorfik kłódzki – łupki ze zbczy Owczej Góry; blasteza albitowa łupków chlorytowych, drobne wrostki w albicie zachowują pierwotną kierunkowość. Nicole X, pow. 37 ×
Country rocks of the Kłodzko – Złoty Stok granitoids massif. The Kłodzko metamorphic unit, schists occuring on the slopes of the Owcza Góra hill. Albite blastesis in chlorite schists, tiny inclusions in albite grains follow the primary directional fabric. Nicols X, mag. 37 ×
2. Skąły osłony; fenokryształy kwaśnego oligoklazau w wulkanitach z południowo-wschodniej części struktury bardzkiej, rejonu wzgórze Kamieńsko. Nicole X, pow. 37 ×
Country rocks. Volcanic rocks occuring in the south-eastern part of the Bardo structure, the Kamieńsko hill region. Phenocrysts of acid oligoclase. Nicols X, mag. 37 ×
3. Skąły osłony; gnejsy haniackie z zachodnich zbczy Łysego Garbu; łupkowaty hornfels skaleniowo-biotytowo-kordierytowo-andaluzytowy, duże blasty kordierytu i andaluzytu sitowo poprztetykane wrostkami. Nicole X, pow. 17 ×
Country rocks. The Haniak gneisses occuring on the western slopes of the Łysy Garb hill. Schistose feldspar-biotite-cordierite-andalusite hornfels. Large blasts of cordierite and andalusite with sieve inclusions. Nicols X, mag. 17 ×
4. Skąły osłony; struktura bardzka; struktury palimpsestowe w hornfelsach. Nicole X, pow. 17 ×
Country rocks. The Bardo structure. Palimpsestic structures in hornfelses. Nicols X, mag. 17 ×
5. Skąły osłony; amfibolity z południowej części metamorfiku kłódzkiego; wśród mineralów akcesorycznych licznie reprezentowane apatyty w dużych automorficznych ziarnach. Nicole X, pow. 37 ×
Country rocks. Amphibolites of the southern part of the Kłodzko metamorphic unit; among the accessory minerals apatite is widespread, occuring in large automorphic grains. Nicols X, mag. 37 ×
6. Skąły osłony; północna część metamorfiku łądecko-śnieźnickiego; łupki łyszczykowe serii strońskiej ulegają przekształceniu w łupkowate hornfelsy granatowo-kordierytowe. Nicole X 0,25, pow. 17 ×
Country rocks. Northern part of the Łądek – Śnieżnik metamorphic unit. Mica schists of the Stronie series transformed into schistose garnet-cordierite hornfelses. Nicols X, mag. 17 ×
7. Skąły osłony; północna część metamorfiku łądecko-śnieźnickiego; duże automorficzne kryształy bardzo świeżego kordierytu z gnejsów haniackich z zachodnich zbczy Łysego Garbu. Nicole X, pow. 17 ×
Country rocks. Northern part of the Łądek – Śnieżnik metamorphic unit. Large automorphic crystals of very fresh cordierite from the Haniak gneisses occuring on the western slopes of the Łysy Garb hill. Nicols X, mag. 17 ×
8. Skąły osłony; struktura bardzka; przekroje poprzeczne igiełek chiastolitu w łupkach ze wschodnich zbczy wzgórze Jedlak. Nicole X, pow. 17 ×
Country rocks. The Bardo structure. Cross-sections of the needles of chiastolite from schists occuring on the eastern slopes of the Jedlak hill. Nicols X, mag. 17 ×



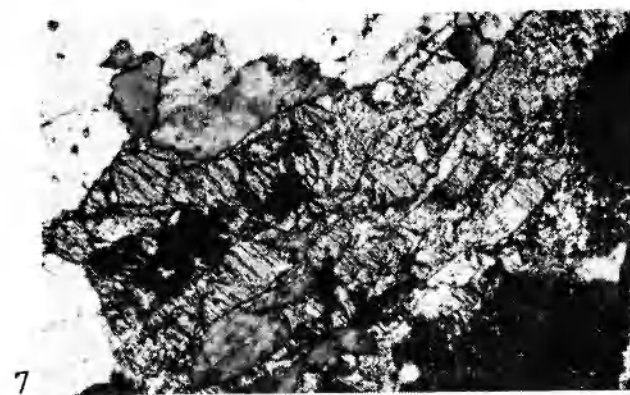
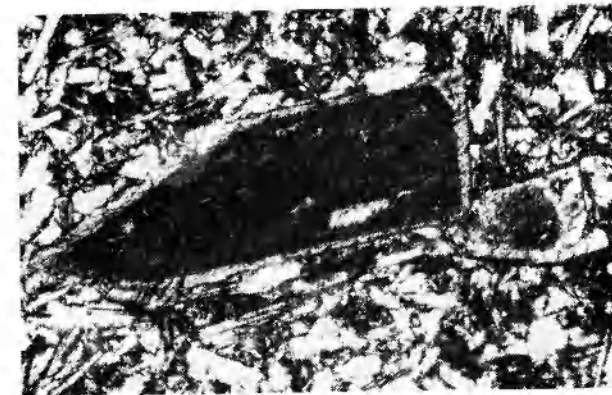
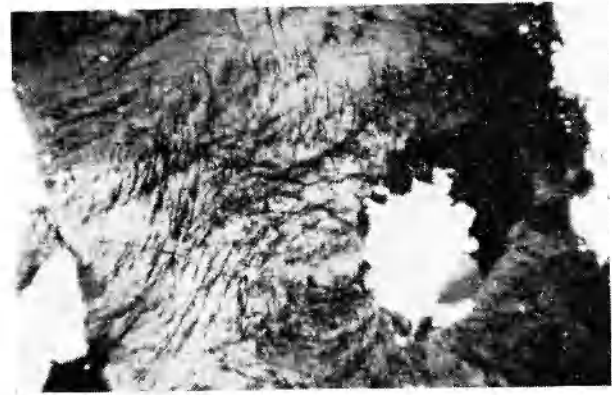
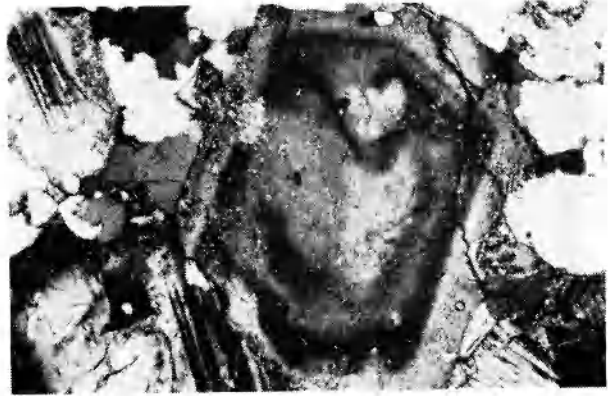
Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych

Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA III

PLATE III

1. Kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy; segregacyjne skupienia minerałów barwnych, w których dominuje hornblenda oraz biotyt; biotyt jest częściowo wtórny, z biotytyzacji hornblendy, a obok występuje również biotyt pierwotny. Nicole X, pow. 17 ×
The Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif. Segregational concentrations of the coloured minerals among which hornblende and biotite are prevailing. Biotite is partly of primary and partly of the secondary origin (owing to the biotitization of hornblende). Nicols X, mag. 17 ×
2. Masyw granitoidowy; porfirowata odmiana granodiorytu. Plagioklaz o automorficznym pokroju wykazuje budowę pasową; w interstycjach drobne, ksenomorficzne kwarcie korodują otaczające minerały. Nicole X, pow. 17 ×
The granitoids massif. Porphyritic variety of granodiorites. Zoned plagioclase displaying automorphic habit. Fine, xenomorphic, interstitial quartz grains, minerals of the surroundings are corroded by quartz. Nicols X, mag. 17 ×
3. Masyw granitoidowy; wśród plagioklazów występują odmienne generacje różniące się pokrojem, najstarsze są bardziej zasadowe (około 50% An) i ulegają prawie całkowitej saussurytyzacji, młodsze są kwaśniejsze (około 30% An) i często wzrastają kosztem starszych. Nicole X, pow. 17 ×
Granitoids massif. Various generations of plagioclase differing from one another in their habit. Grains of the oldest generation (about An₅₀) are more basic and almost completely saussuritized. The younger grains are more acid (An₃₀) and often developed at the expense of the older ones. Nicole X, mag. 17 ×
4. Masyw granitoidowy; lokalne struktury o charakterze protoklastycznym zaznaczające się plastycznym ugięciem powierzchni lupliwości w plagioklazie. Nicole X, pow. 67 ×
The granitoids massif. Local structures of protoelastic nature marked by plastic bending of cleavage planes in plagioclase crystals. Nicols X, mag. 67 ×
5. Masyw granitoidowy; pierzasty myrmekit w skaleniu potasowym. Nicole X, pow. 67 ×
The granitoids massif. Feather-shaped myrmekite in potash feldspar. Nicols X, mag. 67 ×
6. Melanokratyczne skały żyłowe towarzyszące masywowi granitoidowemu; budowa pasowa fenokryształów hornblendy w spessartycie z rejonu wzgórza Kopciowa. Nicole X, pow. 37 ×
Melanocratic vein rocks accompanying the granitoids massif. Zonal structure of hornblende phenocrysts in spessartite occurring in the Kopciowa hill region. Nicols X, mag. 37 ×
7. Leukokratyczne skały żyłowe towarzyszące masywowi granitoidowemu; agregatowe skupienia szerlitu w pegmatytach z rejonu wzgórza Kłodzka Góra (E zbocza). Nicole X, pow. 17 ×
Leucocratic vein rocks accompanying the granitoids massif. Scherlite aggregates in pegmatites occurring in the region of the Kłodzka Góra hill (eastern slopes). Nicols X, mag. 17 ×
8. Masyw granitoidowy; żyłki prehnitu wypełniające drobne szczeliny i pęknięcia w granodiorytach i diorytach z rejonu wzgórza Olchówka. Nicole X, pow. 17 ×
The granitoids massif. Prehnite veins filling up tiny fissures and cracks in granodiorites and diorites occurring in the region of the Olchówka hill. Nicols X, mag. 17 ×

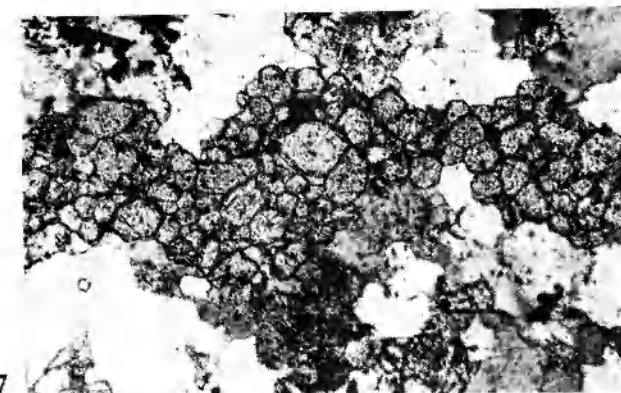
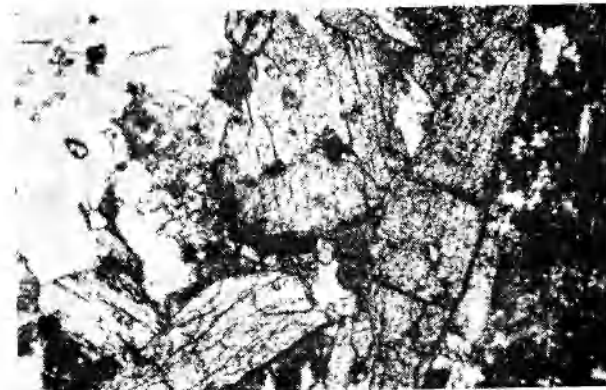
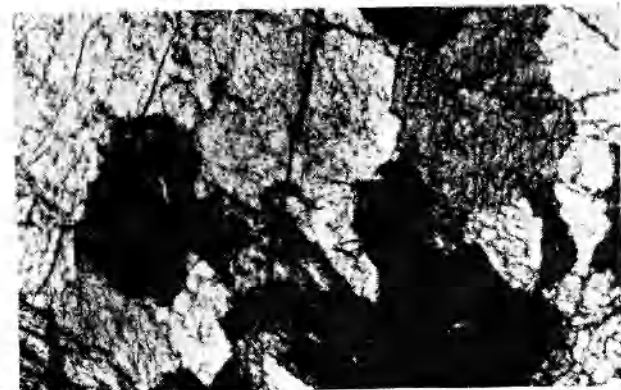
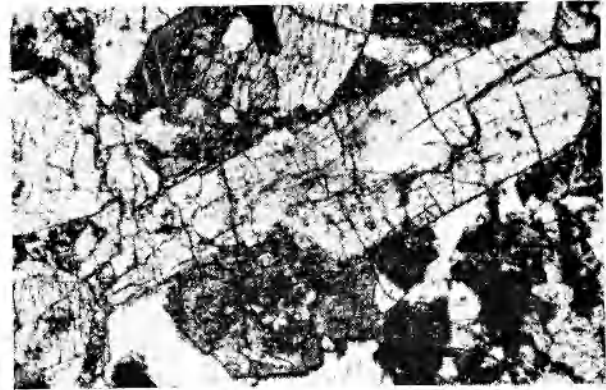
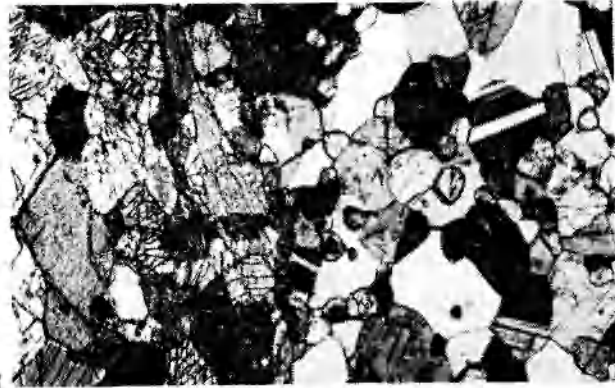
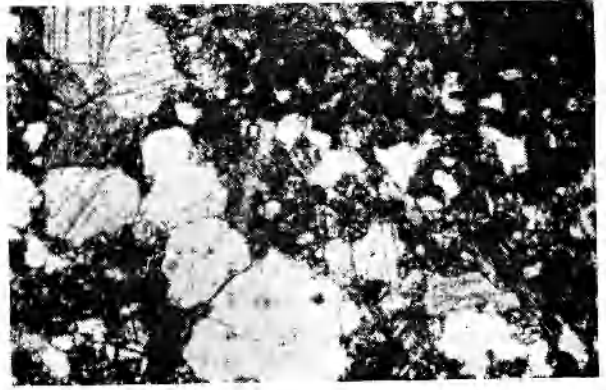


Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA IV

PLATE IV

1. Ostańce denudacyjne osłony stropowej kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego – skały wapienno-krzemianowe („skarnoidy”) z rejonu Chwalisławia; w mozaice plagioklazowej słupki automorficznego diopsydu. Nicole X 0,25, pow. 17 ×
Roof pendants of cover of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif. Lime-silicate rocks (“skarnoids”) from the Chwalisław region. Automorphic diopside prisms against the plagioclase mosaic. Nicols X 0,25, mag. 17 ×
2. Wapienno-krzemianowe skały osłony („skarnoidy”) z rejonu Podzamka; w mozaice granatowo-hedenbergitowej nieliczne polisyntetycznie zbliźnionzone, nieregularnie ponadgryzane kryształki kalcytu. Nicole X, pow. 17 ×
Country rocks. Lime-silicate rocks (“skarnoids”) from the Podzamek region. A few polysynthetically twinned, irregularly corroded calcite crystals occuring against the garnet – hedenbergite mosaic. Nicols X, mag 17 ×
3. Wapienno-krzemianowe skały osłony; („skarnoidy”) z rejonu Żelazna; granoblastyczna mozaika piroksenowo-granatowo-plagioklazowa. Nicole X 0,25, pow. 17 ×
Country rocks. Lime-silicate rocks (“skarnoids”) from the Żelazno region. Granoblastic mosaic composed of pyroxene, garnet, and plagioclase. Nicols X 0,25, mag. 17 ×
4. Ostańce denudacyjne osłony stropowej masywu granitoidowego – skały wapienno-krzemianowe („skarnoidy”) z rejonu na N od wsi Marcinów; poikiloblasty piroksenu w granoblastycznej mozaice piroksenowo-granatowej z nielicznymi polisyntetycznie zbliźnionymi kalcytami o ksenomorficznym pokroju. Nicole X, pow. 17 ×
Roof pendants of the cover of the granitoids massif. Lime-silicate rocks (“skarnoids”) from the region situated north of the village of Marcinów. Poikiloblastic pyroxene occuring in granoblastic mosaic composed of pyroxene, garnet, and rare, polysynthetically twinned calcite grains displaying xenomorphic habit. Nicols X, mag. 17 ×
5. Ostańce denudacyjne osłony stropowej masywu granitoidowego – skały wapienno-krzemianowe („skarnoidy”) z rejonu na N od wsi Marcinów; augit tytanowy w skale piroksenowo-granatowej. Nicols X, pow. 17 ×
Roof pendants of the cover of the granitoids massif. Lime-silicate rocks (“skarnoids”) from the region situated north of the village of Marcinów. Titanaugite in the pyroxene-garnet rocks. Nicols X, mag. 17 ×
6. Ostańce denudacyjne osłony stropowej masywu granitoidowego – skały wapienno-krzemianowe („skarnoidy”) z rejonu na N od wsi Marcinów; skupienie idioblastów tytanitu w skale piroksenowo-plagioklazowej. Nicole X, pow. 37 ×
Roof pendants of the cover of the granitoids massif. Lime-silicate rocks (“skarnoids”) from the region situated north of the village of Marcinów. Concentration of idio-blastic titanite in the pyroxene-plagioclase rocks. Nicole X, mag. 37 ×
7. Ostańce denudacyjne osłony stropowej masywu granitoidowego – skały wapienno-krzemianowe („skarnoidy”) z rejonu na N od wsi Marcinów; agregatowe skupienia ziarn apatyty w skale skaleniowej. Nicole X, pow. 17 ×
Roof pendants of the cover of the granitoids massif. Lime-silicate rocks (“skarnoids”) from the region situated north of the village of Marcinów. Aggregates of apatite grains in the feldspar rocks. Nicole X, mag. 17 ×
8. Ostańce denudacyjne osłony stropowej masywu granitoidowego – skały wapienno-krzemianowe („skarnoidy”) z rejonu na N od wsi Marcinów; nieregularne żyłki prehnitu wypełniające szczelinki i pęknięcia w skale piroksenowo-granatowej. Nicole X, pow. 17 ×
Roof pendants of the cover of the granitoids massif. Lime-silicate rocks (“skarnoids”) from the region situated to the north from the village of Marcinów. Irregular prehnite veins filling up tiny fissures and cracks in the pyroxene-garnet rocks. Nicole X, mag. 17 ×

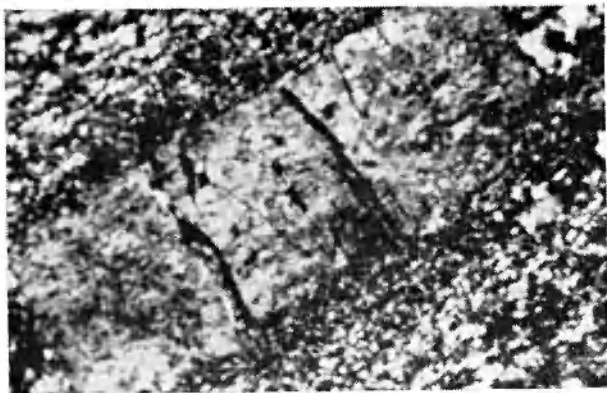
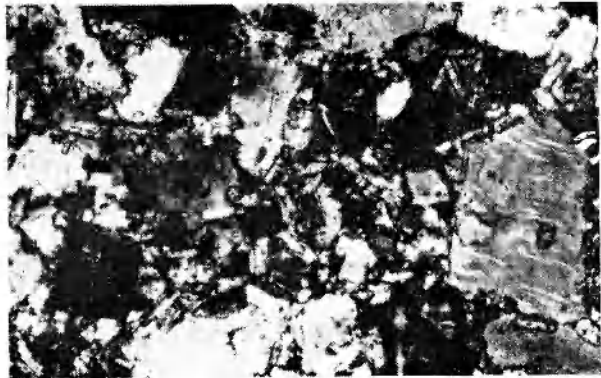
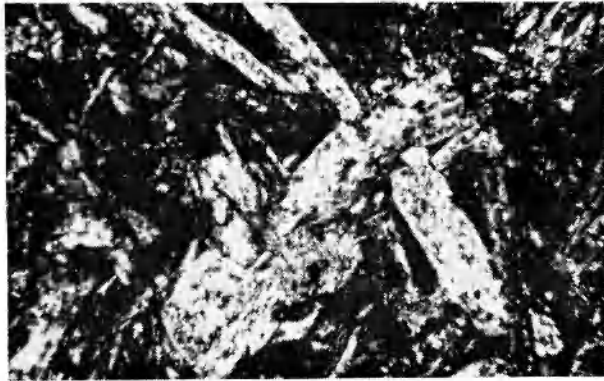
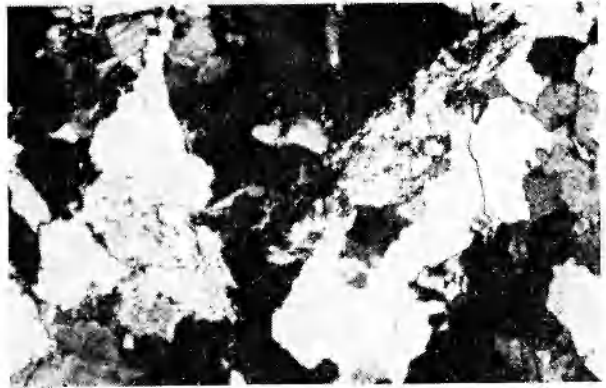
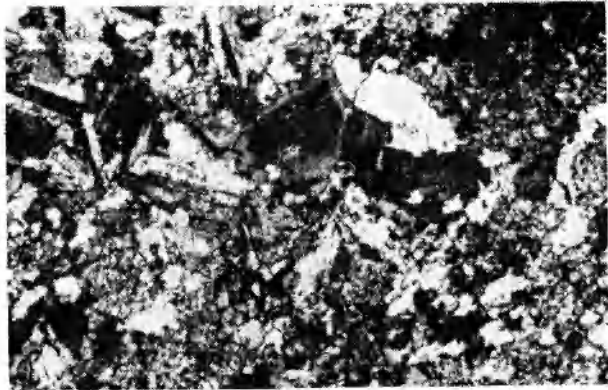
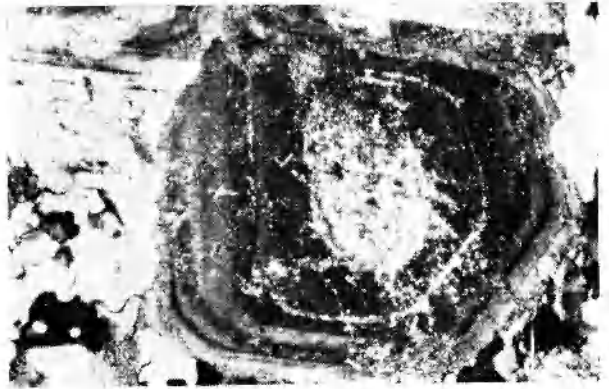
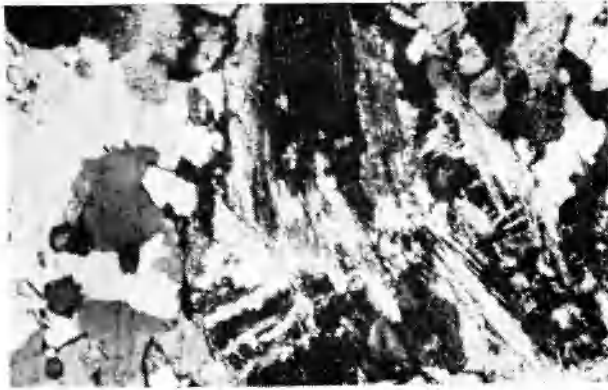


Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA V

PLATE V

1. Masyw granitoidowy; struktury protoklastyczne – lokalne; plastyczne pogięcie lametek w segregacyjnych skupieniach biotyту. Nicole X, pow. 17 ×
The granitoids massif. Proclastic structures marked by local plastic bending of 001 cleavage planes in biotite flakes occurring in the segregational concentrations. Nicols X, mag. 17 ×
2. Masyw granitoidowy; plagioklaz o budowie pasowej; zasadowe jądro (ok. 50% An) uległo intensywnej saussurytyzacji; drobne ksenomorficzne kwarcce korodują plagioklaz. Nicole X, pow. 17 ×
The granitoids massif. Zoned plagioclase, basic core (about An₅₀) intensely saussuritized. Plagioclase corroded by tiny xenomorphic quartz grains. Nicols X, mag. 17 ×
3. Strefa kontaktu kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego z hornfelsami skalenioowo-biotytowo-kordierytowo-andaluzytowymi struktury bardzkiej na S zboczach Kłodzkiej Góry. Nicole X, pow. 17 ×
Contact zone between the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and feldspar-biotite-cordierite-andalusite hornfelses of the Bardo structure, southern slopes of the Kłodzka Góra hill. Nicols X, mag. 17 ×
4. Ostańce denudacyjne osłony stropowej z rejonu wzgórza Bodak; relikty struktur kierunkowych zacierane przez rekrystalizację. Nicole X, pow. 17 ×
Roof pendants of the cover occurring in the Bodak hill region. Relics of directional structures obliterated by recrystallization. Nicols X, mag. 17 ×
5. Melanokratyczne skały żyłowe z rejonu wzgórza Stróża towarzyszące masywowi granitoidowemu; listewkowate, silnie skorodowane plagioklasy podkreślają strukturę ofitową spessartytu. Nicole X, pow. 37 ×
Melanocratic vein rocks accompanying the granitoids massif the Stróża hill region. Lath-shaped, strongly corroded plagioclase marking ophitic texture of spessartite. Nicols X, mag. 37 ×
6. Melanokratyczne skały żyłowe z rejonu wzgórza Sarnica towarzyszące masywowi granitoidowemu; porfirowaty wogezyt. Nicole X, pow. 17 ×
Melanocratic vein rocks accompanying the granitoids massif, the Sarnica hill region. Porphyritic vogesite. Nicols X, mag. 17 ×
7. Skały osłony masywu granitoidowego – metaryolity (kwaśne wulkanity) z rejonu wzgórza Kamięńsko; fenokryształy plagioklazu w drobnokrystalicznej mozaice skalenioowo-plagioklazowej wykazują lokalną kataklazę. Nicole X, pow. 37 ×
Country rocks of the granitoids massif. Metamorphosed rhyolites (acid volcanic rocks) occurring in the Kamięńsko hill region. Locally cataclased plagioclase phenocrysts against feldspar-plagioclase mosaic. Nicols X, mag. 37 ×
8. Skały osłony masywu granitoidowego – strefy lokalnej kataklazy skal metamorfiku kłodzkiego w dolnej części wsi Wojciechowice; drobne szczeliny i pęknięcia są wtórnie wypełnione prehnitem. Nicole X, pow. 17 ×
Country rocks of the granitoids massif. Zones of local cataclasis of the Kłodzko metamorphic unit rocks occurring in the lower part of village of Wojciechowice. Tiny fissures and cracks are filled up with prehnite. Nicols X, mag. 17 ×



Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA VI

PLATE VI

1. Skaly wapienno-amfibolitowe serii strońskiej z kamieniołomu na przełęczy pomiędzy wzgórzem Chrościna oraz Sosenka na N od wsi Oldrzychowice; mezofaldy F_1 i F_2 wykazują wzajemną superpozycję, ich osie są względem siebie koaksjalne; charakter mezofaldów wskazuje na wybitne uplastycznienie deformowanego materiału; mezofaldy F_4 mają charakter faldów szerokopromiennych, załomowych
Lime-amphibolite rocks of the Stronie series occurring in the quarry situated in the pass between the Chrościna hill and the Sosenka hill, north of the village of Oldrzychowice. Superimposition of coaxial F_1 mesofolds with F_2 ones. Attitude of the mesofolds point to distinct plasticity of the deformed material. F_4 mesofolds are open kink folds

2. Łupki K-skalenioowo-plagioklazowo-kwarcowe serii strońskiej z rejonu wsi Romanów; koaksjalne mezofaldy F_1 oraz F_2 są zdeformowane przez mezofaldy F_3 o stromych powierzchniach osiowych

K-feldspar-plagioclase-quartz schists of the Stronie series from the Romanów region. Coaxially superimposed F_1 and F_2 mesofolds are deformed by F_3 mesofolds characterized by steep axial planes



1



2

Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych

Tectonics of the Klodzko-Zloty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA VII

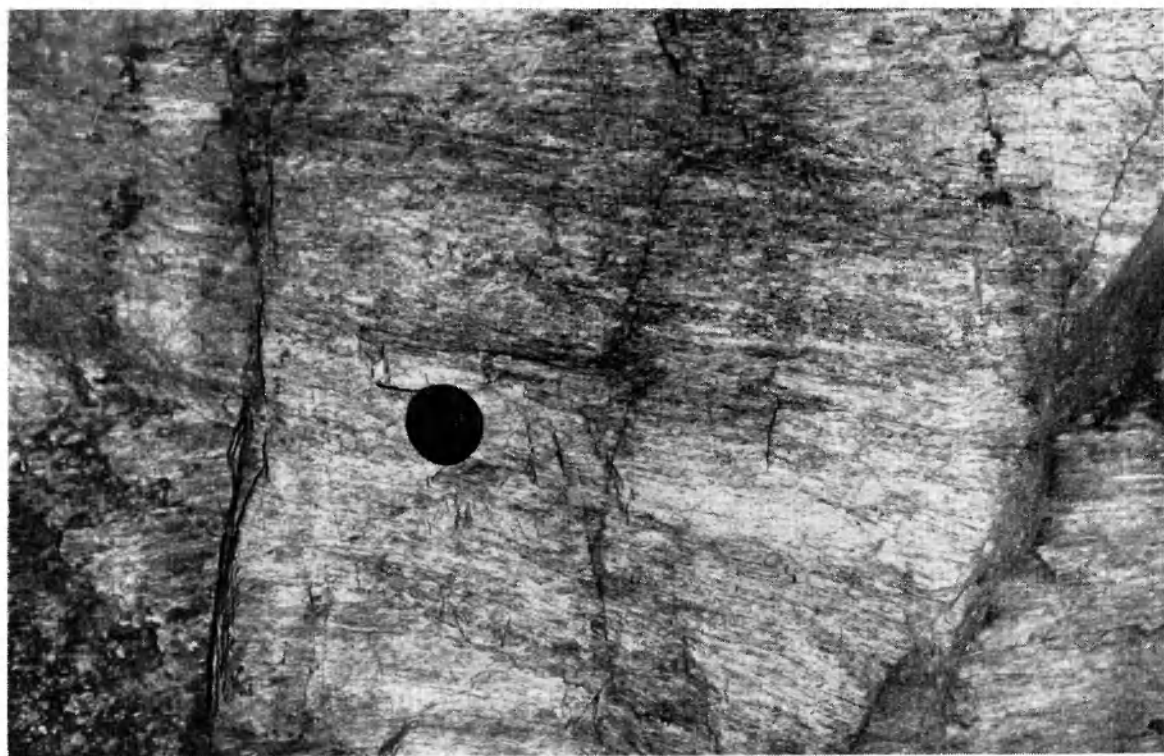
PLATE VII

1. Gnejsy leptytowe w kamieniołomie na lewym zboczu Złotego Jaru w rejonie Złotego Stoku; relikty izoklinalnych, plastycznych mezofaldów F_1 . Gnejsy leptytowe są silnie spękane, spękania mają charakter diagonalnych spękań pierzastych

Leptite gneisses coming from the quarry situated on the left slope of the Złoty Ravine nearby Złoty Stok. Relics of isoclinal, plastic mesofolds referred to as F_1 . Leptite gneisses are strongly fractured. The fractures have a character of diagonal feather joints

2. Gnejsy leptytowe ze skałek na zachodnich zboczach Jawornika Wielkiego; struktury prętowe (rodding) równoległe do osi koaksjalnych mezofaldów F_1 i F_2 . Gnejsy leptytowe są silnie spękane wzdłuż wyraźnego systemu diagonalnego sprzężonego

Leptite gneisses occurring in crags situated on the western slopes of the Jawornik Wielki hill. Rodding parallel to F_1 and F_2 axial directions. Leptite gneisses are strongly jointed by distinct conjugate diagonal system



Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywnu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych

Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA VIII

PLATE VIII

1. Łupki K-skalenioowo-plagioklazowo-kwarcowe serii strońskiej na S od wsi Oldrzychowice; skały o znacznej kompetencji odnotowują kolejno nakładające się deformacje K-feldspar-plagioclase-quartz schists of the Stronie series occurring south of the village of Oldrzychowice. Competent rocks recorded successively superimposing deformations
2. Wzajemna superpozycja fałdów podkreślona przez odmienną orientację powierzchni osiowych. Odrębna morfologia fałdów odzwierciedla zmienny charakter warunków tektonicznych w czasie deformacji (fałdy starsze izoklinalne, plastyczne o pogrubionych przegubach; fałdy młodsze szerokopromienne z pęknięciem w partii osiowej – sztywne)

Mutual superimposition of folds is underlined by different orientation of their axial planes. Diversified morphology of the folds reflects various tectogenic conditions of deformations (older folds are isoclinal, plastic, with thickened closures; younger folds are brittle, open, their axial planes are marked by fractures)



1



2

Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA IX

PLATE IX

1. Północno-zachodnia ściana kamieniołomu w Złotym Jarze w rejonie Złotego Stoku; mezofaldy F_3 o stromych powierzchniach osiowych mają charakter zbliżony do fałdów koncentrycznych. Są one deformowane przez płaskie, załamowe mezofaldy F_4 . W partii środkowej jest widoczna dyslokacja o zrzucie kilkumetrowym. Spękania układają się w sprzężony system diagonalny względem tej dyslokacji
North-western wall of the quarry situated in the Złoty Ravine nearby Złoty Stok. F_3 mesofolds have steep axial planes, and character close to concentric folds. They are deformed by open, kink folds of mesoscopic dimensions referred to as F_4 . In the central part of the quarry a fault can be seen, having several metres throw. Joints are arranged in a set of complementary conjugate and diagonal to this dislocation



Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA X

PLATE X

1. Północna ściana kamieniołomu w Złotym Jarze w rejonie Złotego Stoku (poziom
środkowy); mezofaldy F_3 i mezofaldy F_4
Northern wall of the quarry situated in the Złoty Ravine nearby Złoty Stok (middle
level); F_3 mesofolds and F_4 mesofolds



1

Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Klodzko-Zloty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA XI

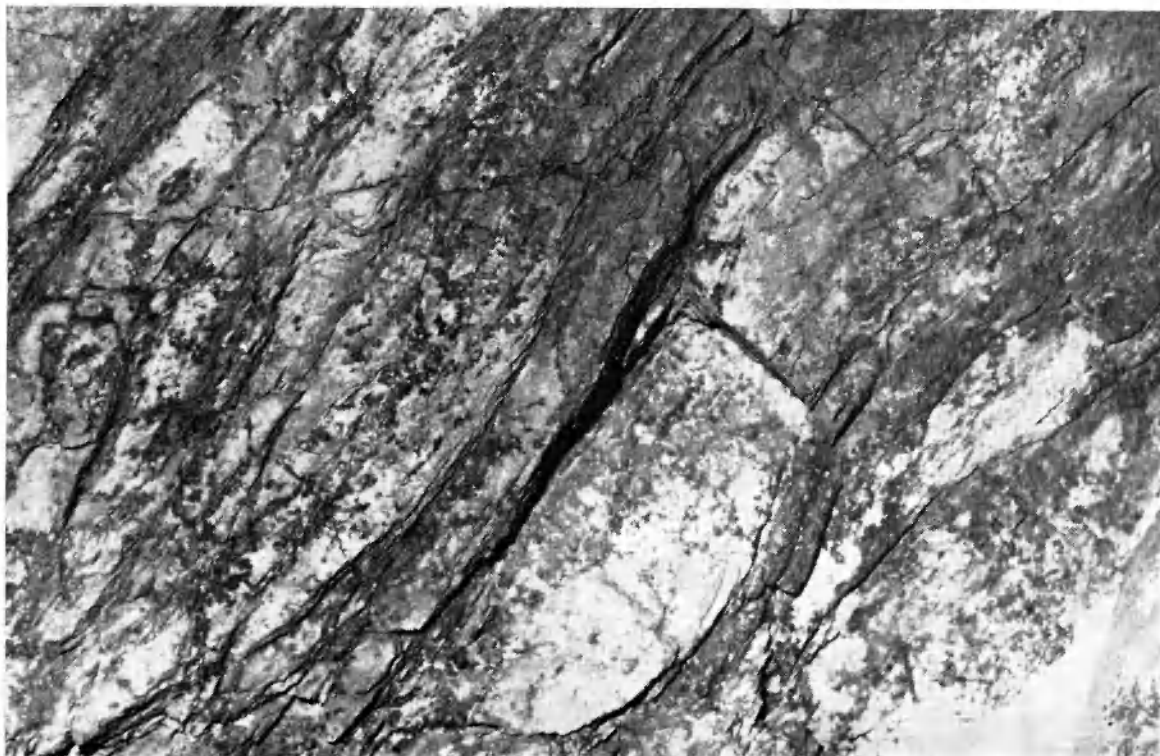
PLATE XI

1. Związki struktur budinażowych (deformacja F_5) w gnejsach leptytowych z zachodnich zboczy Jawornika Wlk.

Initial stages of development of budinage (F_5 deformation) in leptite gneisses occurring on western slopes of the Jawornik Wielki hill

2. Struktury budinażowe w metawulkanitach metamorfiku kłodzkiego (deformacja F_5) z południowych zboczy Góry Fortecznej w Kłodzku

Boudin structures in meta-volcanic rocks of the Kłodzko metamorphic unit, occurring on the southern slopes of the Forteczna Góra hill Kłodzko (F_5 deformation)



1



2

Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA XII

PLATE XII

1. Struktury budinażowe (deformacja F_5) w strefie granicznej struktury bardzkiej oraz kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego w rejonie wsi Laskówka. Zbudinowaniu ulegają skały masywu, co wskazuje, że deformacja F_5 już je obejmuje

Boudin structure (F_5 deformation) in the border zone between the Bardo structure and the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif, the Laskówka region. Rocks of the massif are boudined, thus they are considered as affected by F_5 deformation



1

Irena WOJCIECHOWSKA - Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

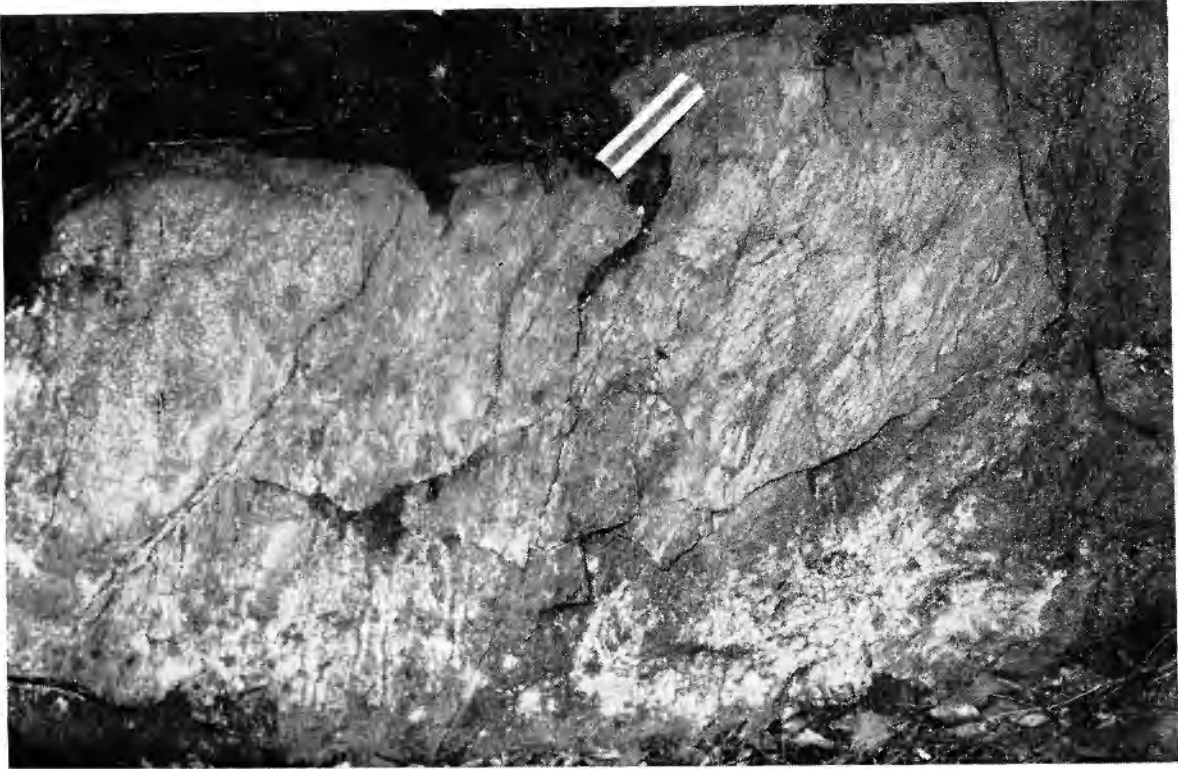
PLANSZA XIII

PLATE XIII

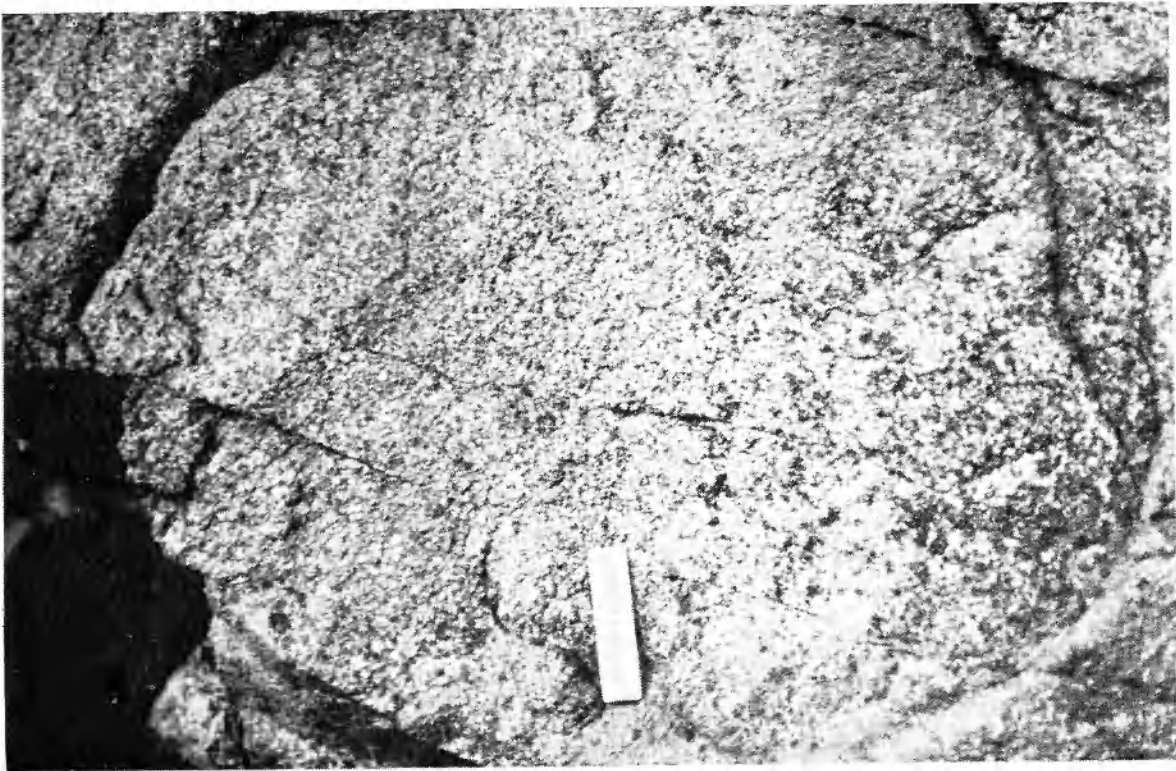
1. Strefa kontaktowa kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego ze skałami metamorfiku łądecko-śnieżnickiego na zboczu wzgórza Sarnica; kontakt ma charakter pierwotny, niezgodny. Granitoidy w strefie granicznej z gnejsami biotytowymi serii strońskiej są od średnio- do grubokrystaliczne (pegmatytowe) zubożone w składniki melanokratyczne

Contact zone between the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit, slopes of the Sarnica hill. Contact is of primary, discordant nature. Granitoids adhering to biotite gneisses of the Stronie series are medium to coarse-grained (pegmatitic) and impoverished in melanocratic constituents

2. Gruboziarnisty, porfirowaty granodioryt ze wzgórza Kopciowa (na E od Chwalisławia) z typowym segregacyjnym rozmieszczeniem struktury płynięcia w masywie
Coarse-grained, porphyritic granodiorite occurring on the Kopciowa hill (east of Chwalisław) with typical, segregational distribution of melanocratic constituents emphasizing flow structures in the massif



1



2

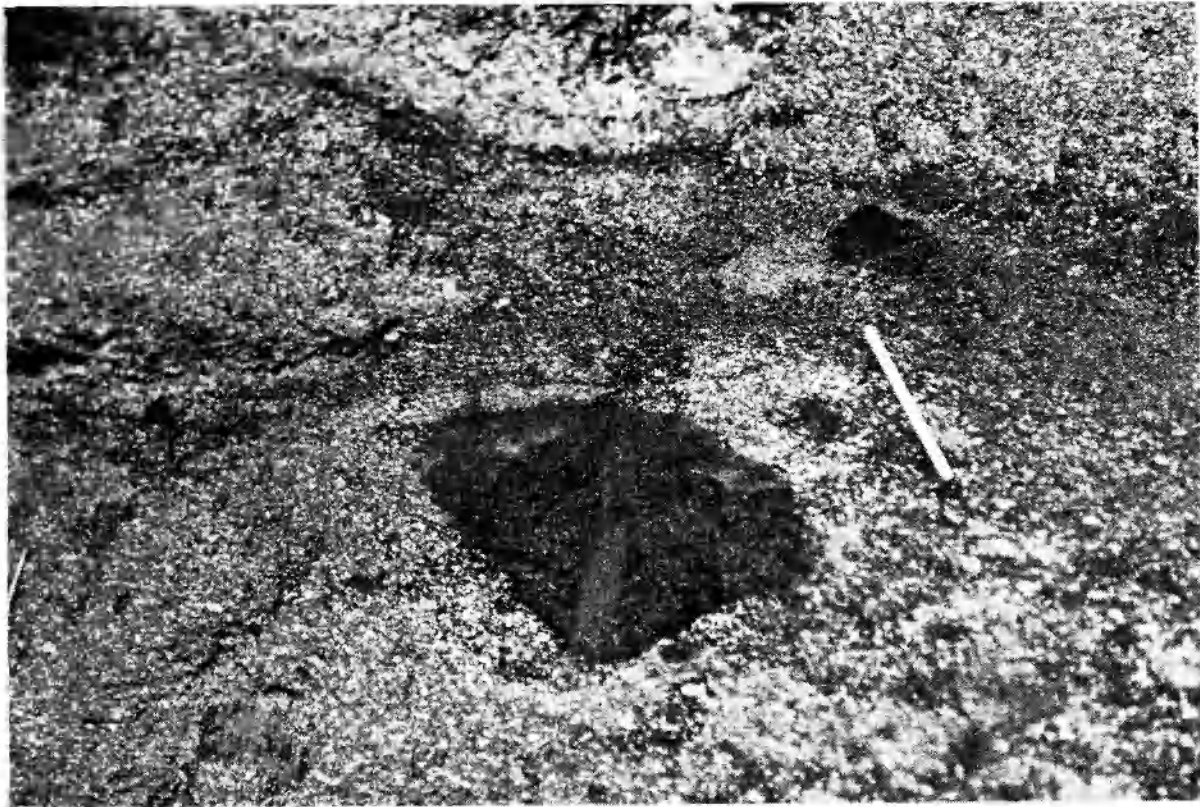
Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych

Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stół granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA XIV

PLATE XIV

1. Kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy, rejon Jaskkowej Góry, północno-wschodni sklon kopuły Marcinowa; segregacyjne rozmieszczenie składników podkreśla struktury płynięcia oraz wskazuje na mechaniczne „rozwarstwienie” masywu
The Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif. North-eastern slope of the Marcinów dome, the Jaskowa Góra region. Segregational distribution of the constituents emphasizes flow structures and indicates mechanical “stratification” of the massif
2. Lokalizacja jak wyżej; „rozwarstwienie” masywu podkreślają lokalne zmiany krystaliczności oraz składu mineralnego
Localization as in pl. XIV, 1. “Stratification” of the massif marked by local changes of crystallinity and mineral composition



Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA XV

PLATE XV

1. Klodzko-złotostocki masyw granitoidowy, rejon Laskówki – zachodni skłon kopuły Laskówki; cygarowate inkluzje skal osłony w porfirowatym biotytowo-amfibolowym granodiorycie

The Klodzko-Złoty Stok granitoids massif. Western slope of the Laskówka dome, the Laskówka region. Cigar-shaped inclusions of country rocks in porphyritic biotite-amphibole granodiorites

2. Lokalizacja jak wyżej; inkluzje skal osłony są rozplawiane w otaczającym granodiorycie, który przecinają liczne żyły leukokratyczne

Localization as in pl. XV, 1. Inclusions of the country rocks are blended in the surrounding granodiorite that is cut by numerous leucocratic veins



1



2

Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA XVI

PLATE XVI

1. Lokalizacja jak na pl. XV, 1; porfirowaty, biotytowo-amfibolowy granodioryt przecięty skośną żyłą leukokratyczną – aplitową. Od żyły głównej odchodzą krótkie żyły boczne, które wypełniają powierzchnie spękań tensyjnych „ac”, rozwijających się w granodiorycie równocześnie z powstaniem żyły głównej. Obok wypełnionych pęknięć „ac” są widoczne zaciśnięte pęknięcia diagonalne zaznaczające się zarówno w granodiorycie jak i żyłe aplitowej

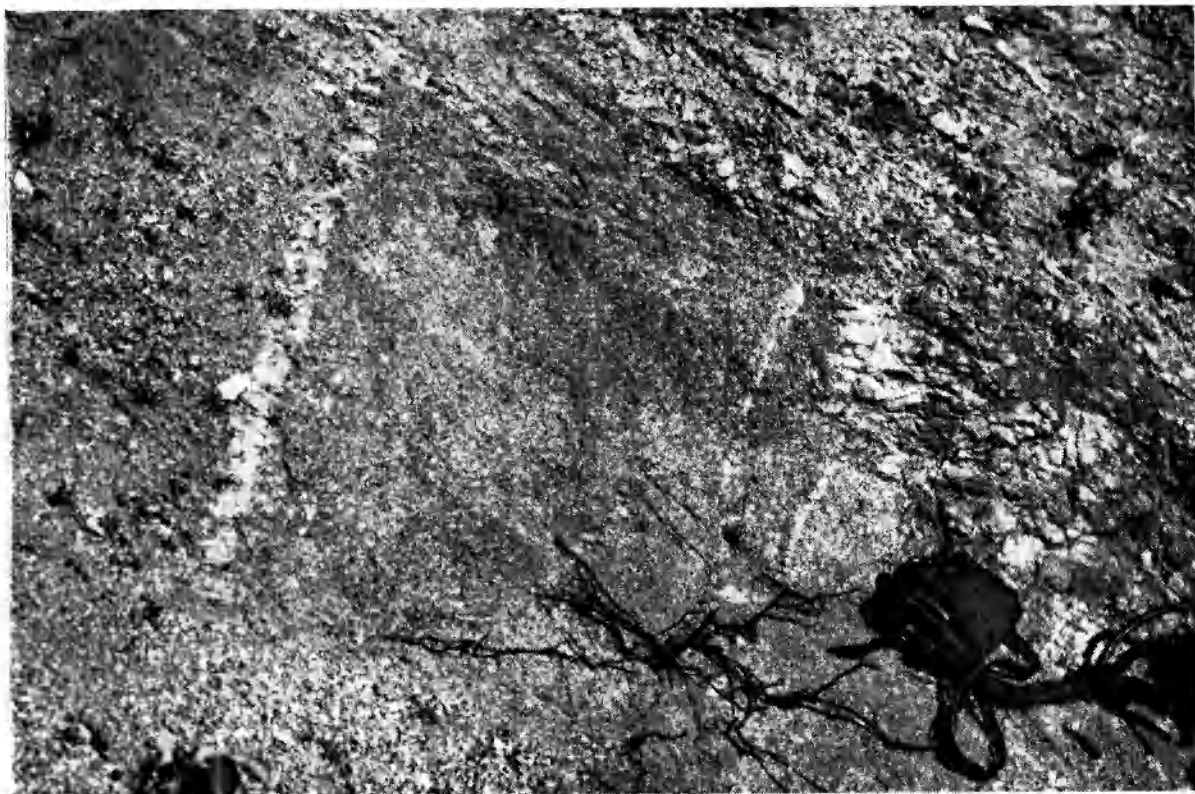
Localization as in pl. XV, 1. Prophyritic biotite-amphibole-granodiorite cut by diagonal leucocratic (aplitic) vein. Short off-set veins fill up the “ac” tensional fissures. The “ac” fractures were originated contemporaneously with development of the main vein. Besides the filled up “ac” fissures the diagonal closed fractures occur both in granodiorite and aplite

2. Lokalizacja jak wyżej; porfirowaty, biotytowo-amfibolowy granodioryt z inkluzjami skal osłony oraz żyłami leukokratycznymi z widoczną gęstą siecią łagodnie nachylonych spękań odprężeniowych

Localization as in pl. XV, 1. Prophyritic biotite-amphibole granodiorite with inclusions of the cover rocks. It is cut by leucocratic veins displaying dense network of gently dipping released joints

3. Klodzko-złotostocki masyw granitoidowy, rejon Jaskowej Górnej – północno-wschodni skłon kopuły Marcinowa; średniokrystaliczny, równokrystaliczny, biotytowy granodioryt przecięty żyłą leukokratyczną – alaskitem. Starszy system spękań diagonalnych jest równowiekowy z leukokratyczną iniekcją, gdyż jest również wypełniony. Młodszy system diagonalny jest niewypełniony. Przebieg tych pęknięć w żyłe jest nieco odmienny niż w otaczającym granodiorycie, co wiąże się z odmienną kompetencją tych skal

The Klodzko-Złoty Stok granitoids massif. North-eastern slope of the Marcinów dome, the Jaskowa Górna region. Medium, even-grained biotite granodiorite cut by leucocratic vein (alaskite). Older set of diagonal joints is contemporaneous with leucocratic injection because the joints are filled up with the light material. Younger, diagonal set is free of infilling. Trends of joints in the vein slightly depart from those seen in the surrounding granodiorite. It is due to different competence of the rocks involved



2

3

Irena WOJCIECHOWSKA -- Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Klodzko-Zloty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA XVII

PLATE XVII

1. Lokalizacja jak na pl. XVI, 3; „typowy” porfirowaty granodioryt z nebulitycznie rozplywającymi się inkluzjami skal osłony (ich relikty zachowują się w formie cieni) obok łagodnie nachylonych spękań odprężeniowych są widoczne skośne, pierzaste spękania diagonalne

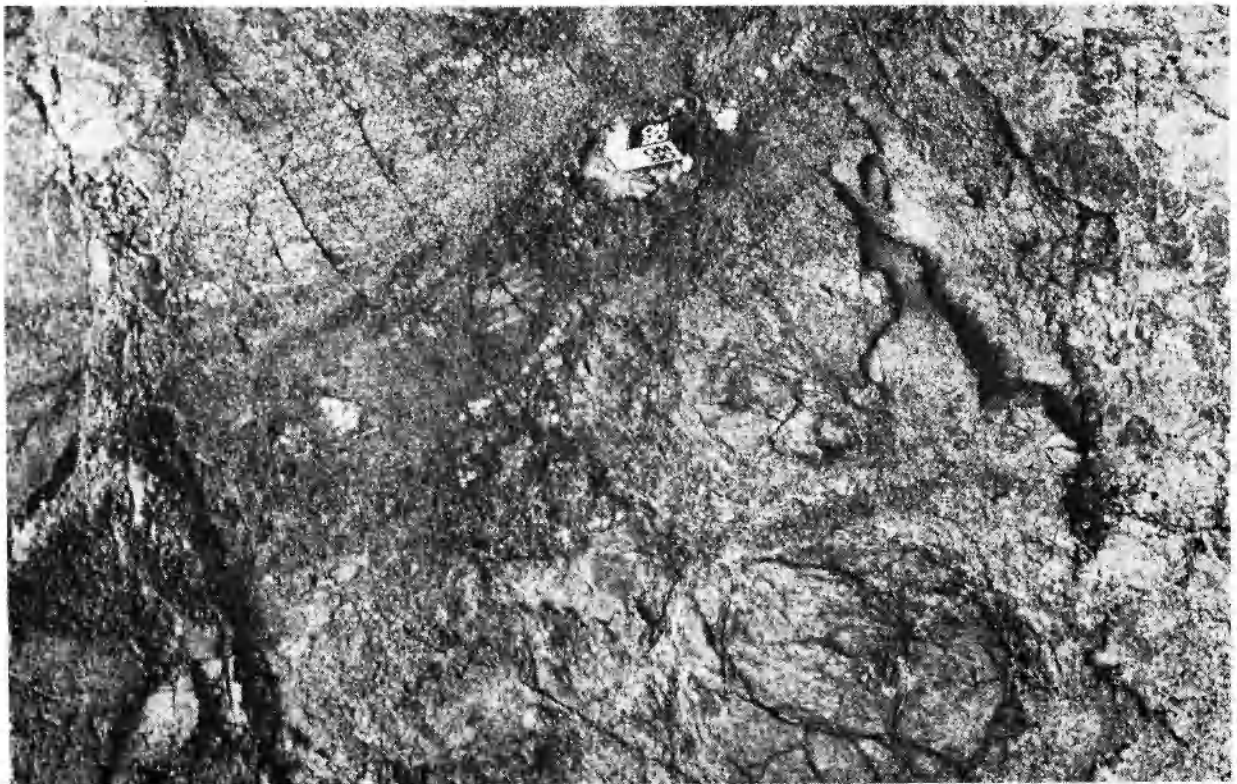
Localization as in pl. XVI, 3. “Typical” porphyritic granodiorite. Inclusions of the cover rocks (“ghost structures”) blended in a nebulitic-like fashion with the granitoid. Oblique, feather diagonal joints and gently dipping released joints

2. Kontakt kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego z metamorfikiem łądecko-śnieżnickim — wapień krystaliczne serii strońskiej k/Żelazna; w strefie kontaktu wapień są przeobrażone w skały wapienno-krzemianowe („skarnoidy”); przeobrażenia rozwijają się głównie wzdłuż powierzchni laminacji oraz spękań. Na zdjęciu widoczne są dwa systemy spękań diagonalnych. Jeden wykorzystany przez roztwory metasomatyzujące jest niewątpliwie starszy od intruzji. Drugi, niewypełniony jest od niej młodszy

Contact of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif with the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit. Crystalline limestones of the Stronie series from the Żelazno region. The limestones are converted into to lime-silicate rocks (“skarnoids”), in the contact zone. This transformation took place mostly along planes of lamination and joints. Two sets of diagonal joints are seen. Surfaces of one of the sets provided metasomatic solutions, therefore this set is considered to be older than the intrusion itself. The second set, free of infilling, on considered as to be younger than the intrusion

3. Lokalizacja jak wyżej; w strefie kontaktu skały masywu mają charakter agmatytowy. Różnokierunkowa orientacja kontaminowanych fragmentów skal osłony potwierdza ich mechaniczną reorientację

Localization as in pl. XVII, 2. Agmatitic character of the rocks of the massif in the contact zone. Diversified orientation of the contaminated fragment of the cover rocks confirms their mechanical reorientation



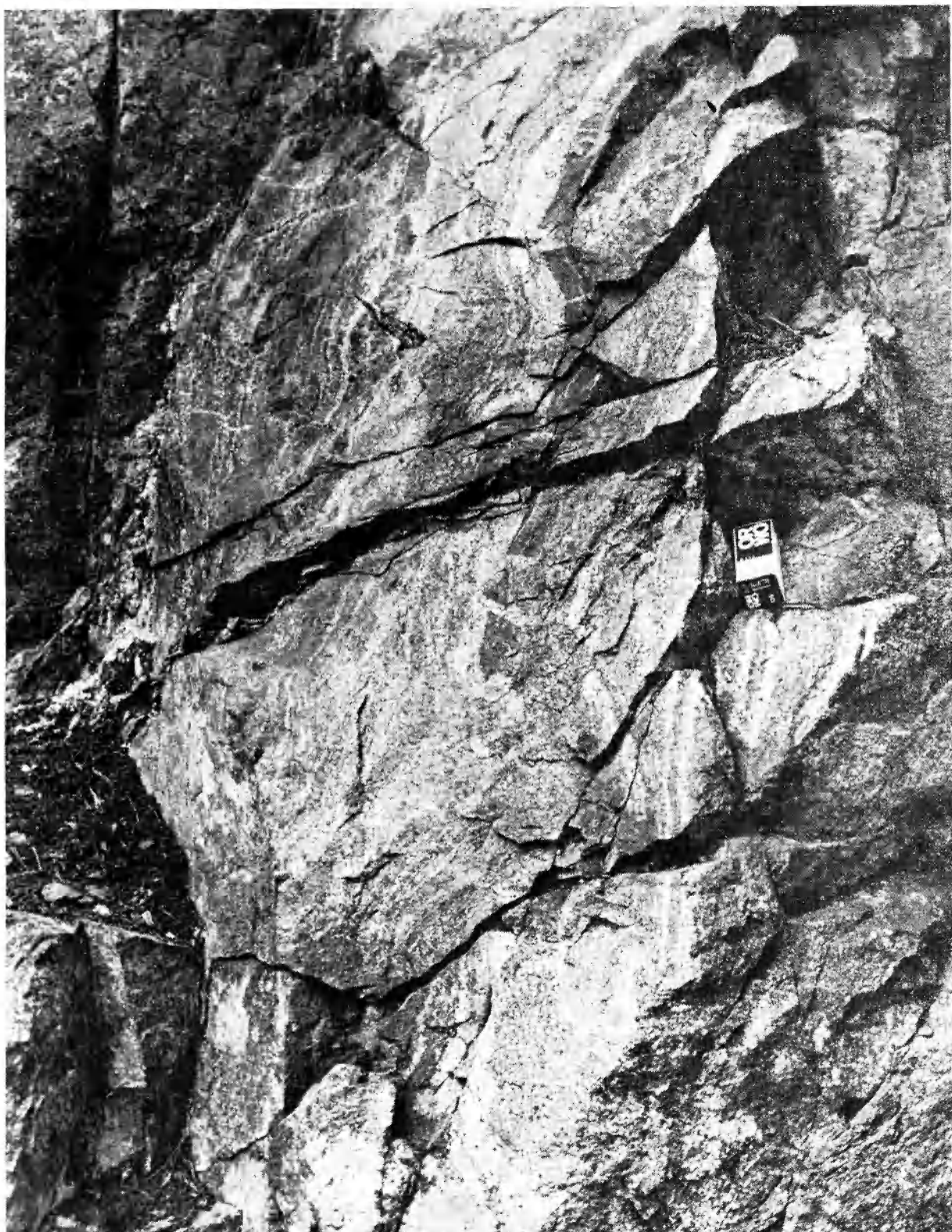
Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA XVIII

PLATE XVIII

1. Lokalizacja jak na pl. XVII, 2; struktury agmatytowe oraz migmatytowe wskazują na mechaniczny oraz chemiczny wpływ kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego na skały osłony

Localization as in pl. XVII, 2. Agmatitic and migmatitic structures indicate the mechanical and chemical influence of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids on the country rocks of the massif



Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych

Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

PLANSZA XIX

PLATE XIX

1. Północno-zachodnia ściana kamieniołomu w Złotym Jarze w rejonie Złotego Stoku — poziom środkowy; załamowe fałdy F_4 w łupkach kwarcytowo-biotytowych serii strońskiej oraz młodsze strefy dyslokacyjne

North — western wall of the quarry situated in the Złoty Stok (middle level). F_4 kink folds in quartzite biotite schists of the Stronie series as well as younger dislocation zones

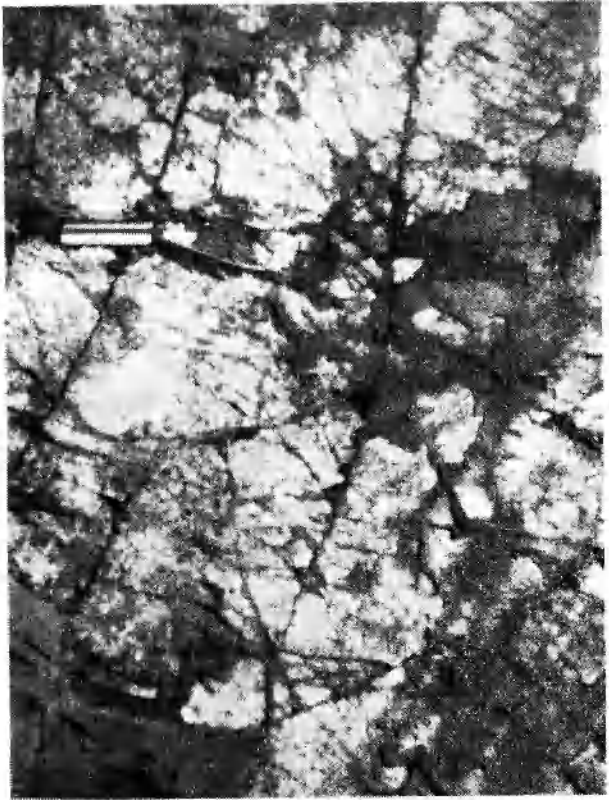
2. Fragment północnej ściany kamieniołomu na przełęczy pomiędzy Oldrzychowicami a Marcinowem; struktury kontrakcyjne (diaklasy) w żyłce spessartytu

Fragment of the northern wall of the quarry situated in the pass between the village of Oldrzychowice and the village of Marcinów. Contractional structures (diaclasses) in spessartite vein

3. Fragment północno-zachodniej ściany kamieniołomu w Złotym Jarze w rejonie Złotego Stoku — poziom górny strefa dyslokacyjna wypełniona brekcją tektoniczną; w skalach bocznych zaznaczają się sprzężone pęknięcia diagonalne równowiekowe z dyslokacją

Fragment of the northwestern wall of the quarry situated in the Złoty Revine nearby Złoty Stok (upper level). Dislocation zone filled up with tectonic breccia. Laterally adhering rocks are cut by conjugate, diagonal joints developed contemporaneously with the dislocation

2



3

Irena WOJCIECHOWSKA — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturanych
Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations

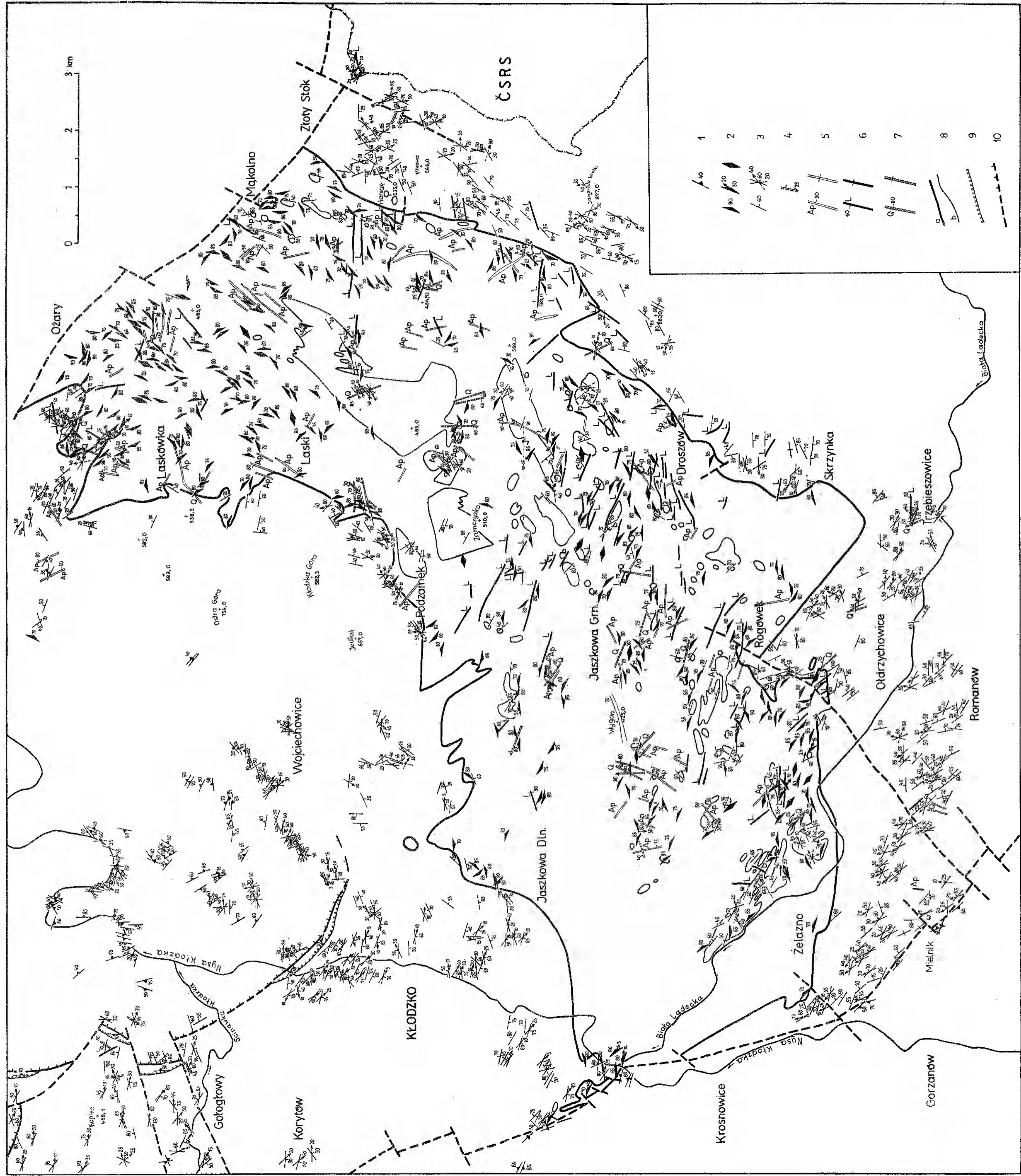
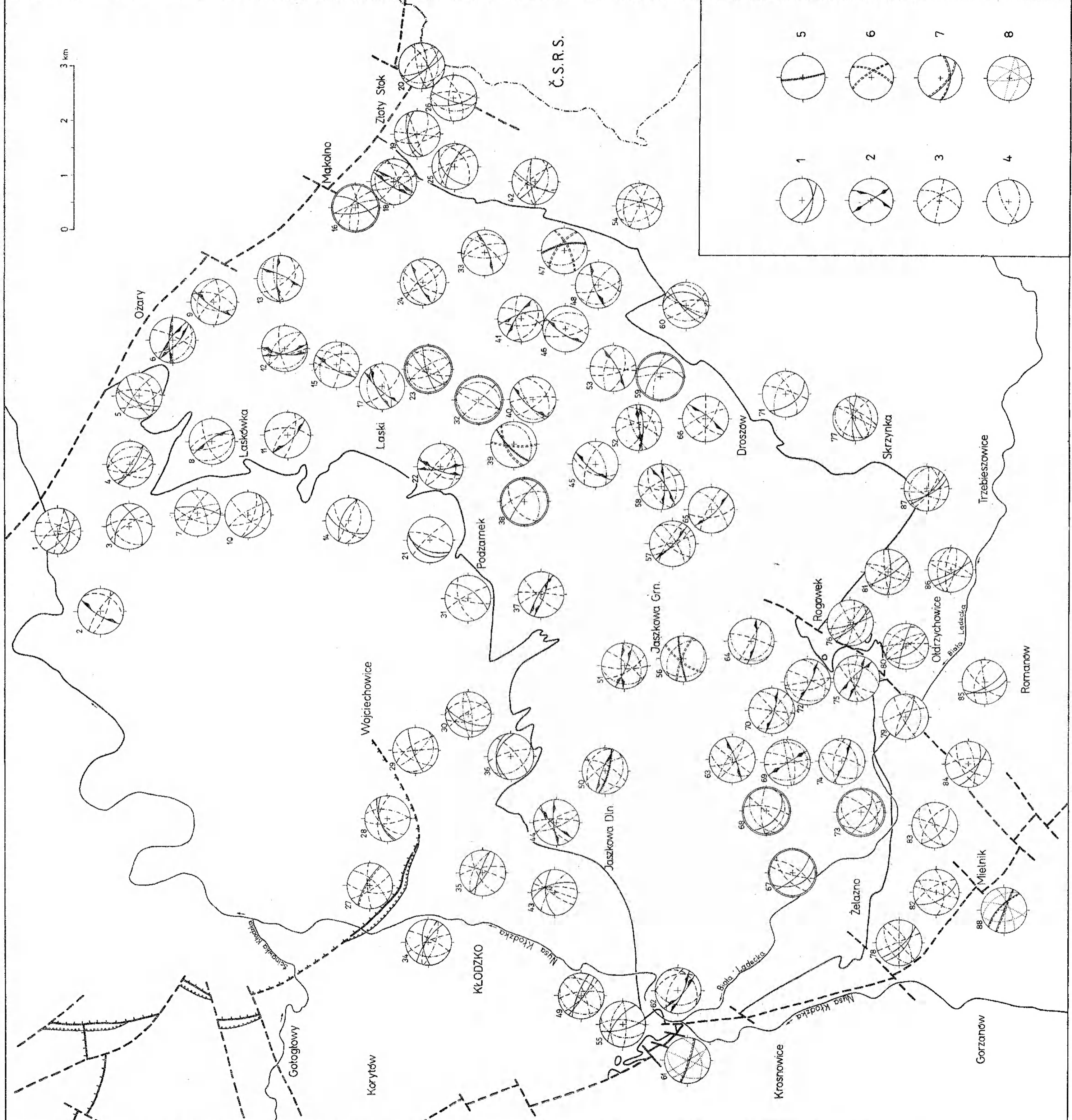


Fig. 3



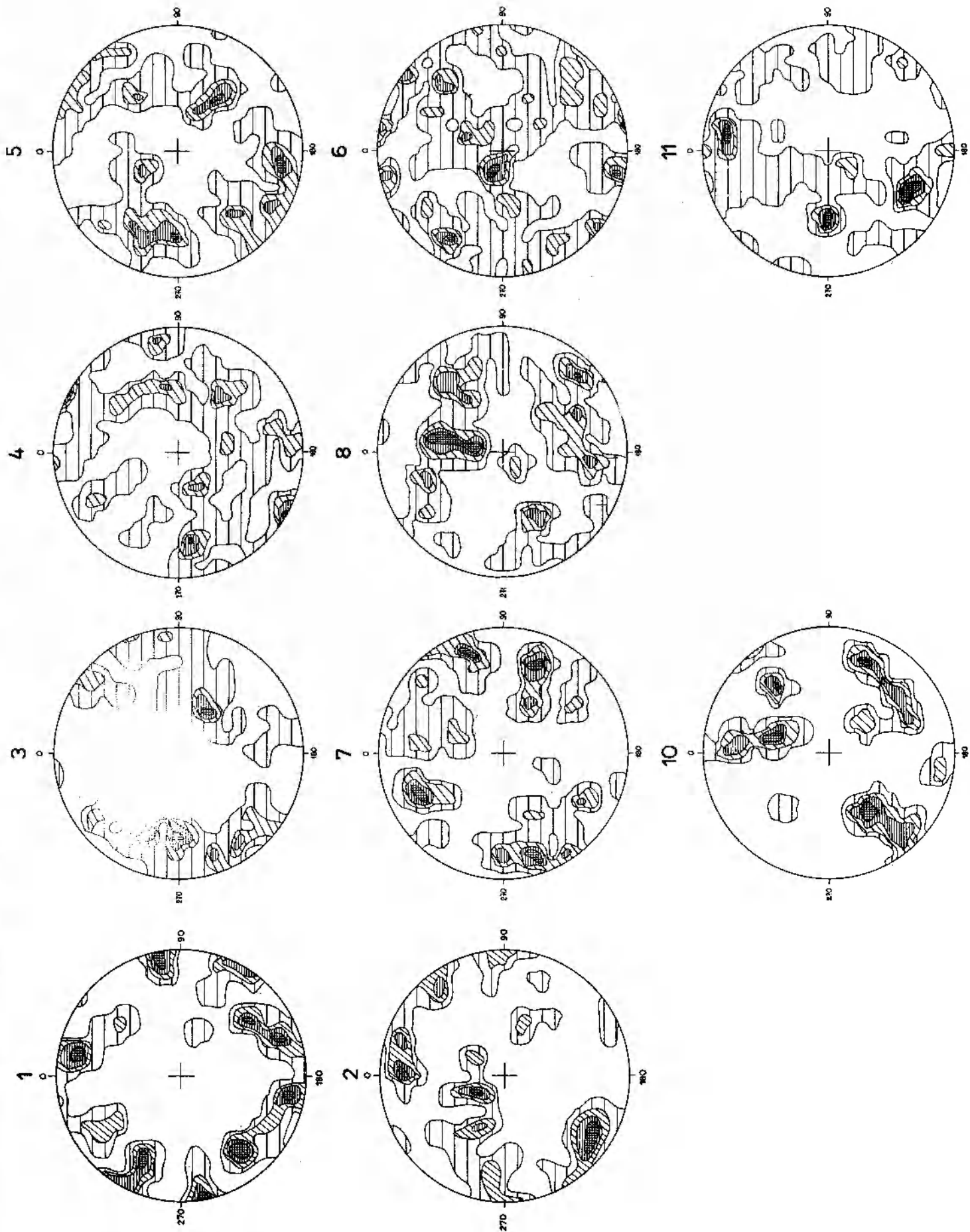


Fig. 5a

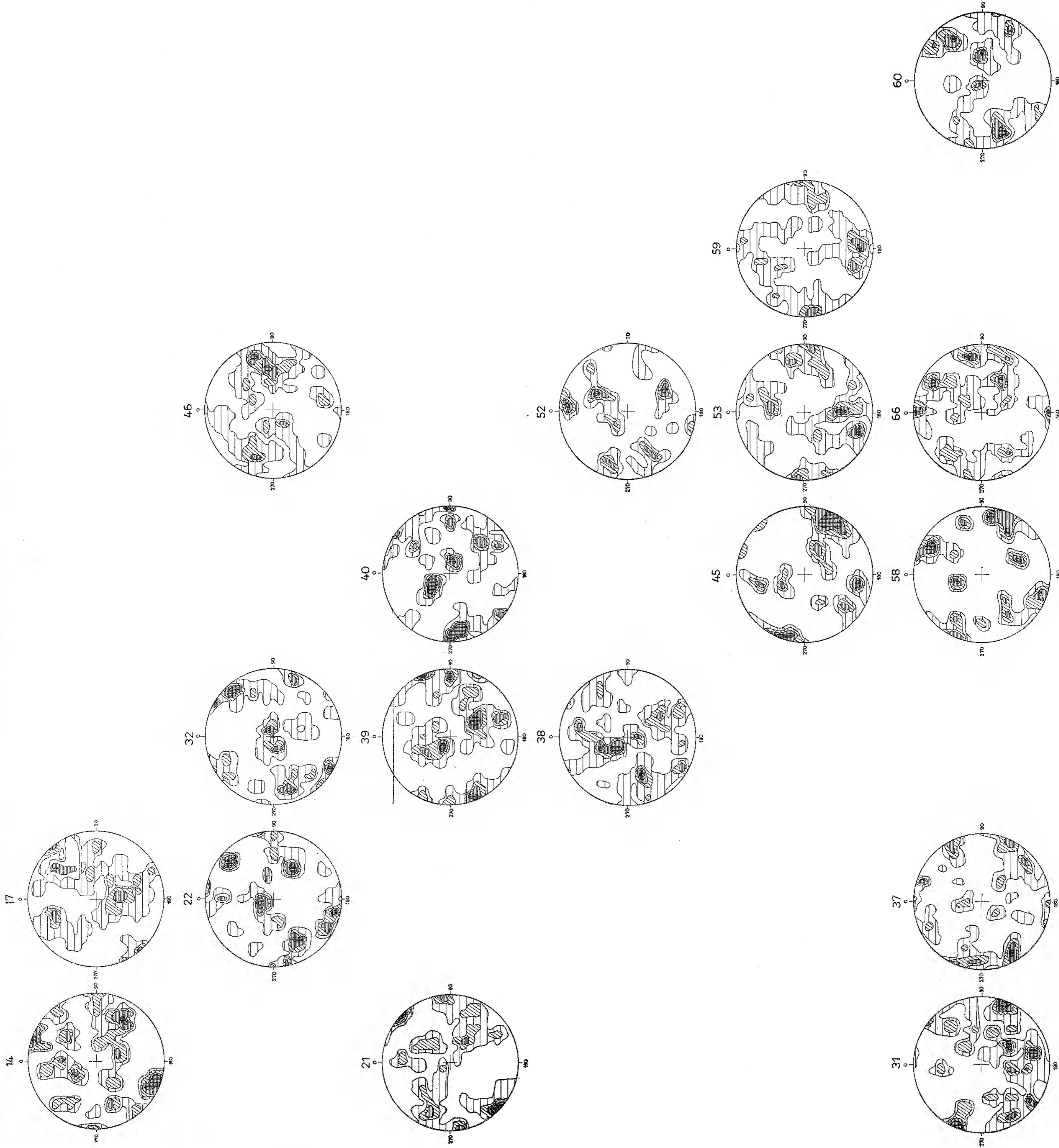


Fig. 56

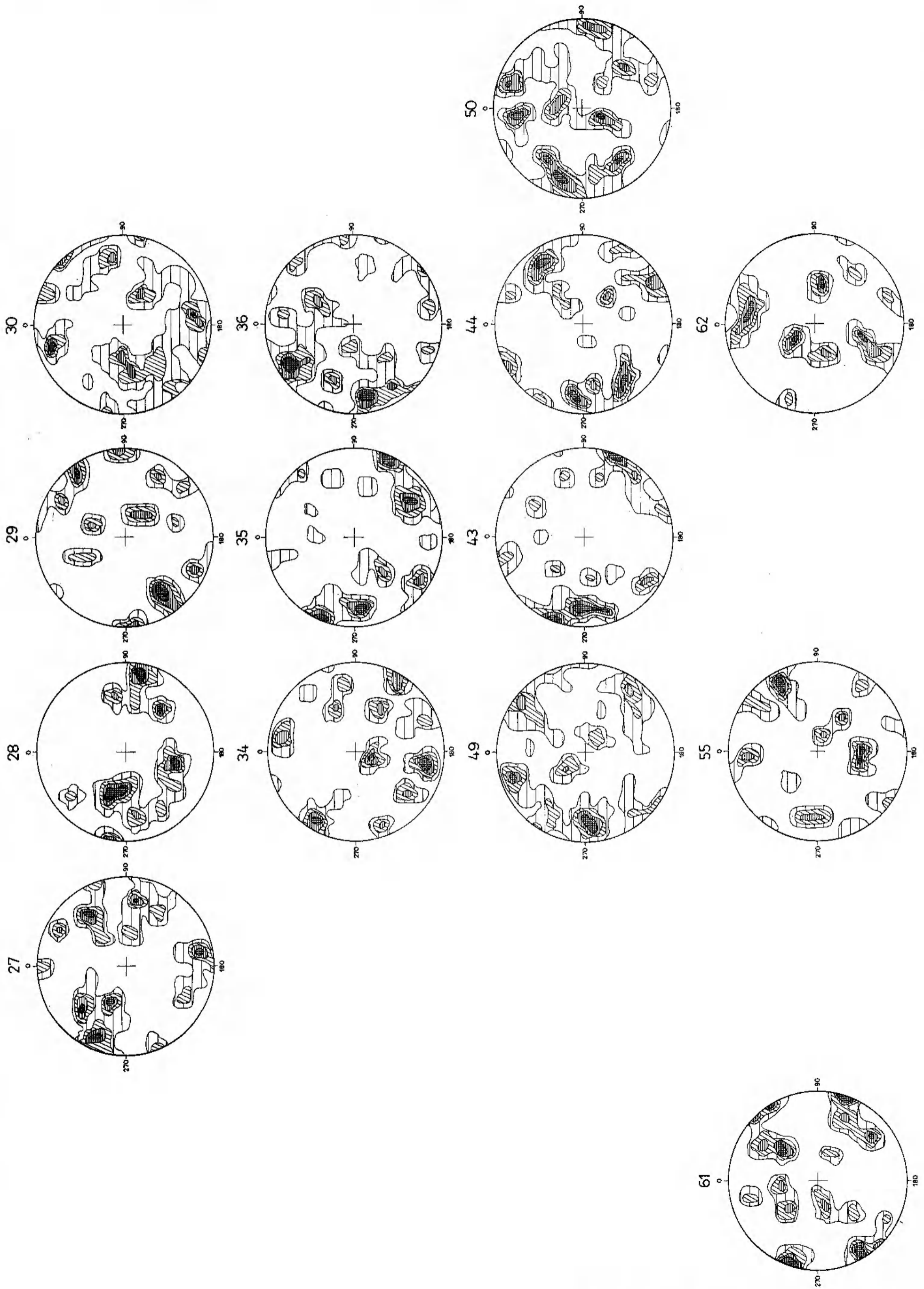
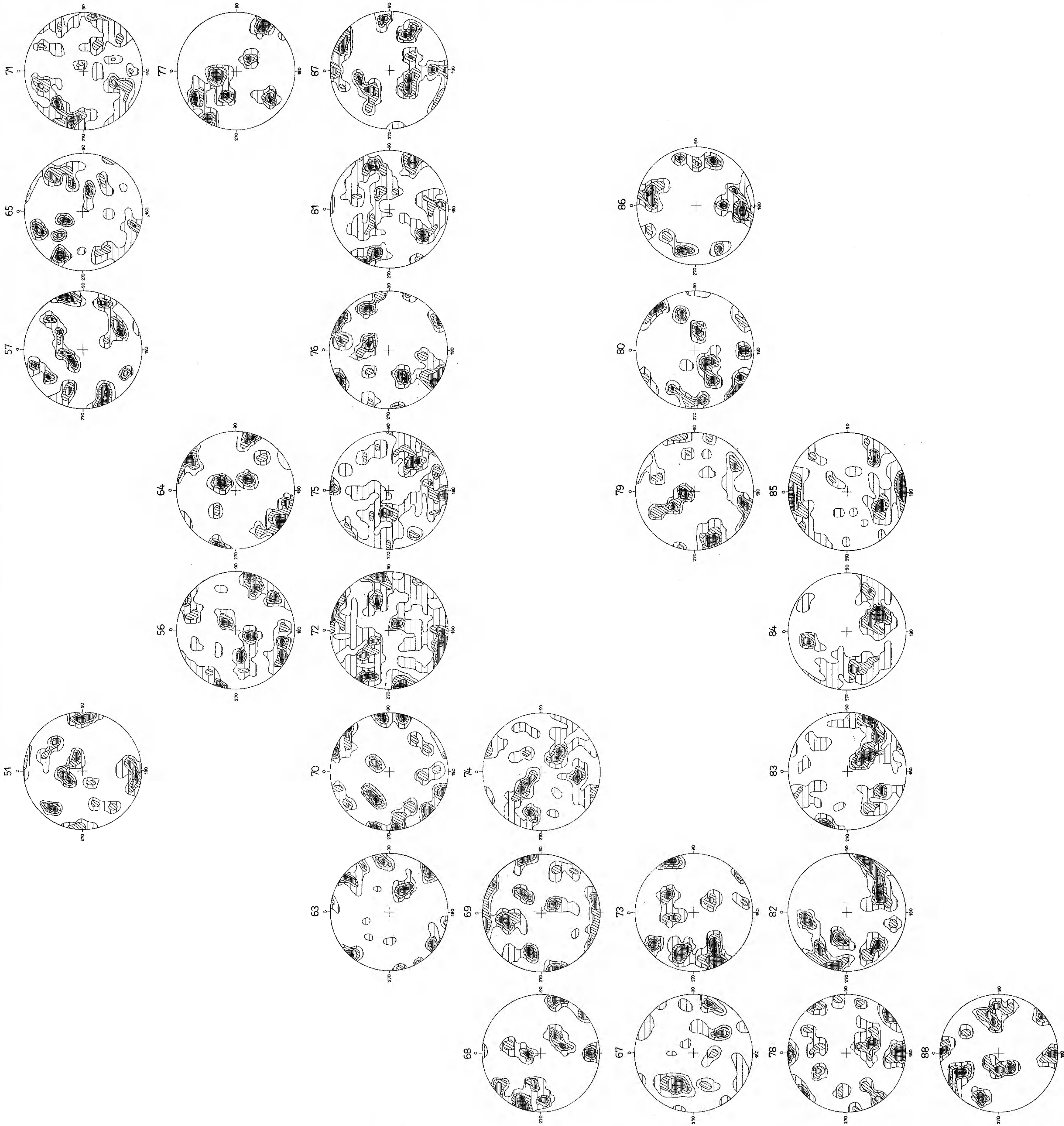


Fig. 5d



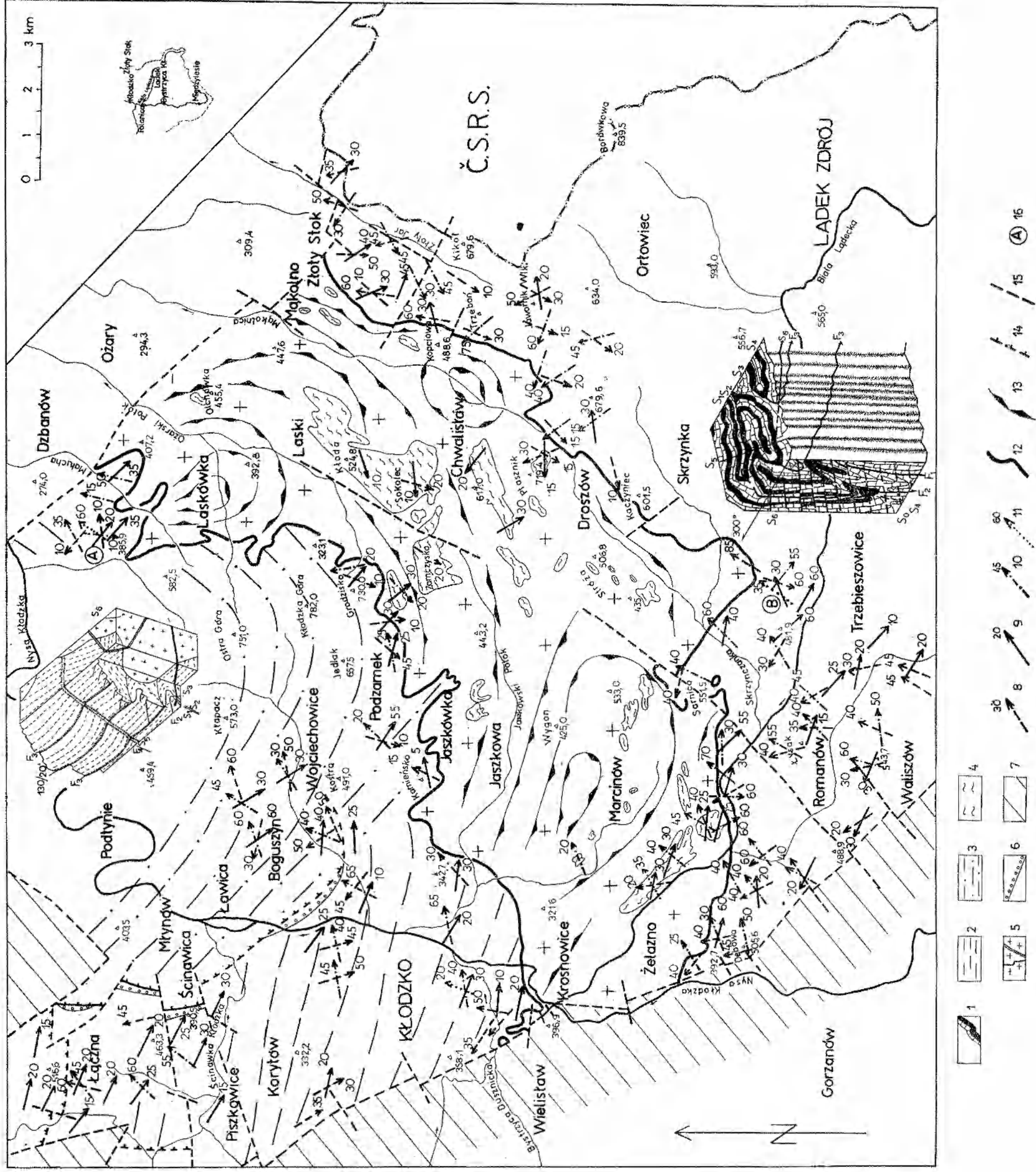


Fig. 9
 Syntetyczna mapa tektoniczna kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i osłony

1 - metamorfik ładocko-snieżnicki (niezaszrafowany; tylko w modelu relacji mezostuktur pkt B na N od Trzebiezowice wydzieleno amphibolity i wapień); 2 - metamorfik kłodzki; 3 - struktura bardzka; 4 - osłonica dekadacyjnej osłony stropowej; 5 - kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy oraz towarzyszące utworzy żyłowe lenko- i melanokraticzne (te ostatnie wydzielono w modelu relacji mezostuktur pkt A koło Laskówki); 6 - wychodne klasyzacyjno-wapienne osady górnego dewonu (udokumentowane paleontologicznie); 7 - niecka śródnadziańska oraz rów Nysy - utworzy permo-mezozoiczne; 8 - orientacja mezofaldów F_2 , która są z reguły koaksjalne względem mezofaldów F_1 oraz towarzyszących struktur kierunkowo-deformacyjnych (struktury przętowo - *roll-over*); 9 - orientacja mezofaldów F_2 oraz orientacja towarzyszących struktur krystalizacyjnych (struktury podkreślone kierunkową krystalizacją minerałów blaszkowych i słupkowych); 10 - orientacja mezofaldów F_1 (ładny zalamowe - *link bands*); 11 - orientacja struktur budinazowych F_2 ; 12 - kontur zewnętrzny masywu granitoidowego; 13 - orientacja struktur płynięcia w masywie konturująca kopuły i przegięcia międzycopulowe; 14 - nasunięcia; 15 - uskoki; 16 - punkty, dla których wykonano modele relacji mezostuktur

Synthetic tectonic map of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its cover

1 - the Ladock-Sniežnik metamorphic unit (unshaded; amphibolites and limestones have been discerned only in the model of inter-relations of mesostructures observed in point B north of the village of Trzebiezowice); 2 - the Kłodzko metamorphic unit; 3 - the Bardzka structure; 4 - the roof pendants; 5 - the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and accompanying leucocratic and melanocratic veins (the latter discerned in the model of inter relations of mesostructures observed in point A situated nearby the village of Laskówka); 6 - outcrops of the classic-calcareous deposits of the Upper Devonian (paleontologically evidenced); 7 - the Intra-Sudetic Basin and the Nysa Graben - the Permian-Mesozoic deposits; 8 - orientation of F_2 folds generally coaxial with F_1 folds as well as orientation of accompanying directional structures (*roll-over*); 9 - orientation of F_2 mesofolds (*link bands*); 10 - orientation of F_1 mesofolds (*link bands*); 11 - orientation of F_2 mesofolds (*link bands*); 12 - outline of the granitoids massif; 13 - orientation of flow structures outlining domes and interdomes depressions of the massif; 14 - overthrusts; 15 - faults; 16 - points for whom the models of inter-relations of mesostructures have been performed