Annales Societatis Geologorum Poloniae (1987), vol. 57: 203–348
PL ISSN 0208-9068

TEKTONICZNA I METAMORFICZNA EWOLUCJA GÓR SOWICH

Andrzej Żelaźniewicz

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Pracownia Geologii Sudetów, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław

Żelaźniewicz, A., 1987. Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. Tectonic and metamorphic evolution of the Góry Sowie, Sudetes Mts, SW Poland. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 57: 203–348.

Abstract: A gneissic complex of the Góry Sowie, Sudetes Mts, developed from Upper Proterozoic pelitic and graywacke sediments. Before late Devonian it was affected by five tectonic episodes accompanied by medium and high grade metamorphism under varying $P-T-X$ conditions. Tectonics of the complex was probably controlled by large-scale events taking place in its basement. Down-moving fragments of the basement made the originally upright F_1 folds incline northerly, next fall, and become recumbent in a northern part of the Góry Sowie. Then, F_1 folding was taken over by shearing and thrust napping directed generally towards the NNE, related to this downward movement of the basement fragments. The shearing penetrated deeply the basement and the thrust slices picked some mantle/crust interface rocks up and brought them into higher crustal levels. In that way HP quartzofeldspathic granulites, intruded by garnetiferous peridotites, became upthrust and set in their actual gneissous surroundings. Spatial arrangement of F_1 folds had a great influence on the development and geometry of the subsequent folds, F_2 and F_3. In D_2 episode were refolded only recumbent F_1 folds with flat-lying axial foliation, while F_1 upright folds remained nearly untouched by the F_2 folding. On the contrary, F_3 folding around SE shallowly plunging axes, affected insignificantly areas with the NE–SW trending upright F_2 folds, but remarkably refolded the domain of F_1 upright folds in SE part of the Góry Sowie. The next deformation episode, D_4, was related again to movements of the deep-seated basement blocks, produced by a dextral horizontal couple. This gave rise to Riedel shears and secondary tension in the Sowie Góry gneissic cover. Tensional fractures became healed with vertical, N–S running pegmatite veins. Tectonic inversion which had started at D_4 episode was suddenly stopped by D_5 events. Then, a huge mass of nappes(?) travelled northward(?) over the Sowie Góry complex. It provided temporarily an extra overburden which gave rise to gravity collapse and produced open folds with flat-lying axial planes. Fairly quick removal of this load resulted in a rapid pressure decrease promoting homophanizing recrystallization of once strained gneisses. Then the uplift of the complex was continued and by the end of the Devonian the Sowie Góry gneisses provided coarse clastic detritus to the nearby Świebodzice basin.

Deformation episodes were associated with generally Barrovian-type metamorphism. F_1 folding was accompanied with M_1 metamorphic transformations, in Gr±Kya zone, producing rocks with minerals remaining in textural and physico-chemical equilibrium. Subsequent changes, in M_2 and M_3, mostly of $T-X$, broke this equilibrium and gave rise to remarkable recrystallization of the earlier fabrics, fibrolitization of biotite, production of quartz-sillimanite aggregates, mobilization of silica and potassium in a closed system, and metamorphic differentiation giving a migmatitic imprint on the gneisses. Homophanizing recrystallization of gneisses in M_5 was locally, in NW part of the Góry Sowie, joined by cordierite growth. The spatially limited temperature elevation should likely be connected with ascent of granitoidic (Hercynian?) magmas.

Key words: Granulites, metamorphic segregation, migmatization, polyphase metamorphism, repeated folding, static homophanization, Góry Sowie, Sudetes Mts, SW Poland.

Manuscript received October, 1986; accepted November, 1986

Abstrakt: Kompleks gnejsów sowiogórskich powstał z górnoproterozoicznego zespołu pelitowych i szarogłazowych osadów, poddanych przed górnym dewonem pięciu epizodom tektonicznych deformacji, odbywającym się w zmiennych warunkach $P-T-X$ regionalnego metamorfizmu średniego i wysokiego stopnia. Izoklinalne i ściśnięte fałdy F_1, biegnąc w kierunku NW—SE, były stojące w południowej części Gór Sowich i leżące w części północnej. Synkinematycznie z tą deformacją rozpoczęła się, głównie mimetyczna, rekrystalizacja skał wyjściowych w warunkach metamorfizmu średniego stopnia, umożliwiającego powstanie zespołu Q—Plg—Bio—Gr±Kya w partiach metapelitowych. Rekrystalizacja ta przetrwała deformację i pozwoliła w wielu miejscach na wytworzenie się równowagi fizykochemicznej pomiędzy minerałami. Skały w takich miejscach wykazują granoblastyczną strukturę i mają charakterystyczną więźbę równowymiarowych ziarn o prostych sacharoidalnych zarysach. Po fałdowaniu F_1 doszło do rozwoju nasunięć i poślizgów wzdłuż powierzchni osiowej foliacji, o bardzo różnej amplitudzie i intensywności. Wzdłuż najgłębiej zakorzenionych stref ścinania zostały tektonicznie wydźwignięte plastry granulitów i ultrabazytów, wycięte z podłoża kompleksu gnejsowego, względnie z jego najniższych partii.

Poprzeczne fałdowanie F_2 dotknęło silnie rejon budowany przez leżące fałdy F_1 i prawie nie zaznaczyło się w rejonie stojących fałdów F_1. Fałdy F_2 o różnej geometrii były generalnie stojące i biegły w kierunku NE—SW. Deformacji towarzyszyła pewna zmiana warunków metamorfizmu — wzrost temperatury i znaczna aktywizacja metamorficznego fluidu. Syn- i postkinematyczne przeobrażenia M_2, niszcząc wcześniejszą fizykochemiczną równowagę minerałów, prowadziły do rekrystalizacji i pogrubienia ziarn mineralnych przy powiększeniu nieregularności ich granic. Zapoczątkowana wędrówka składników, wymienne reakcje jonowe umożliwiały także powstawanie nowych minerałów kosztem już istniejących, np. doszło w tym czasie do fibrolityzacji biotytu. Zaczynająca się tak dyferencjacja metamorficzna dostarczała pierwszych widomych przejawów migmatytyzacji. Procesy metamorficzne rozbudowywały istniejące warstewki lub żyłki leukokratyczne, produkując m. in. ptygmatyczne w kształcie fałdki o stałych osiach, zgodnych z F_2.

Procesy te biegły dalej w czasie oraz po fałdowaniu F_3. Nadal trwała krystalizacja fibrolitu oraz ewolucja jego pozycji w skale w kierunku tworzenia się agregatów kwarcowo-syllimanitowych. Zaznaczyła się bardzo silna mobilizacja kwarcu oddziałującego korozyjnie na większość minerałów. Ruchliwy kwarc przyczyniał się w dużej mierze do rozwoju partii leukosomowych gnejsów i postępów migmatytyzacji drogą metamorficznej dyferencjacji. Fałdy F_3 biegły w kierunku NW—SE, a równolegle do ich powierzchni osiowych wykształciła się wyraźna foliacja transpozycyjna. Wiele z nich to fałdy mniej lub bardziej dysharmonijne, odzwierciedlające reologiczne własności migmatyzowanego ośrodka.

Po fałdowaniu F_3 rozpoczęła się inwersja tektoniczna. Kompleks sowiogórski uległ znacznemu podniesieniu, tak że deformacja D_4 odbywała się już w warunkach półkruchych. W tensyjne pęknięcia wnikały pegmatyty. W tym czasie w podłożu kompleksu doszło do prawoskrętnego ruchu dwóch bloków, co w samym kompleksie sowiogórskim przejawiło się rozwojem ścinania Riedla i związanych z nim charakterystycznych struktur drugiego rzędu. Większość ujawnionych później spękań została założona w tym właśnie polu naprężeń.

Następnie kompleks sowiogórski znów znalazł się w warunkach pewnego wzrostu temperatury (średni przedział facji amfibolitowej), związanego tak z podniesieniem się geoizoterm, jak i z potężnym przykryciem i dociążeniem powodowanym przesuwaniem się nad kompleksem grubego zespołu płaszczowinowego, przypuszczalnie z południa na północ. Owo tektoniczne dociążenie przejawiło się powstaniem grawitacyjnych fałdów F_5 o subhoryzontalnych powierzchniach osiowych. Nagłe odciążenie po przejściu płaszczowin i relaksacja naprężeń, przy utrzymującej się jeszcze podwyższonej temperaturze, wywołały statyczną rekrystalizację i homofanizację gnejsów, rozwijającą się w strefach przegubowych fałdów F_5, a więc pod ich wyraźną strukturalną kontrolą. W NW

części Gór Sowich w strukturze homofanicznych czy homofanizowanych gnejsów począł wtedy krystalizować kordieryt. Wzrost temperatury wiązać się musiał z intensyfikacją procesów plutonicznych w rejonie położonym na W lub NW od dzisiejszych Gór Sowich.

WSTĘP

Ponad sto lat już minęło od opublikowania w Lipsku w roku 1878 habilitacyjnej rozprawy E. Kalkowsky'ego *Die Gneisformation des Eulengebirges*, która będąc pierwszym poważnym studium geologii Gór Sowich, stanowiła także jedno z najwcześniejszych w literaturze sudeckiej opracowań, omawiających wspólnie petrografię i tektonikę jednego kompleksu metamorficznego w sposób — na swe czasy — bardzo nowoczesny. Mimo to, a może właśnie dlatego, w następnych stu latach gnejsy sowiogórskie nie cieszyły się wśród badaczy zainteresowaniem równym temu, jakie okazywano innym obszarom Sudetów, choćby metamorfikowi Lądka—Śnieżnika.

Poza kartograficznymi pracami Dathego (1904a, b) i Finckha (1924a, b), pokrywającymi w skali 1:25 000 zarówno górską, jak i przedgórską część bloku sowiogórskiego, oraz szczegółową pracą Hentschela (1943) dotyczącą skał wapienno-krzemianowych, rzadkich tutaj zresztą i ilościowo znikomych, pierwsze 80 lat minionego stulecia nie przyniosło praktycznie nowych informacji o tym regionie.

Niemniej jednak — ze względu na swą pozycję w strukturze Sudetów — Góry Sowie były w tym czasie przedmiotem regionalnych rozważań geologicznych, ujmujących je jako przemieszczoną ku północy, w okresie ruchów waryscyjskich, krę moldanubskiego podłoża (Kossmat, 1925; Suess, 1926), co kwestionowane było przez Bederkego (1929).

W ostatnim dwudziestoleciu wiedza o tym bardzo istotnym fragmencie Sudetów poszerzyła się znacznie dzięki tektonicznym pracom Grocholskiego (1961, 1964, 1966, 1967, 1969), petrologicznym opracowaniom Polańskiego (1955) i Kryzy (1977, 1981) oraz badaniom Morawskiego (1973) — w większości niestety nie opublikowanym. Pojawiły się także szczegółowe analizy niektórych odmian skalnych. O granulitach pisali Juskowiak i Ryka (1960) oraz ostatnio Orłowski (1983), o gnejsach syllimanitowych — August i Kryza (1979), a o skałach ultrazasadowych — Smulikowski i Bakun-Czubarow (1969) oraz Bakun-Czubarow (1981).

Nikt jednak od czasów Kalkowsky'ego nie starał się ująć spostrzeżeń strukturalnych wspólnie z wnioskami petrologicznymi w jeden szczegółowy i możliwie spójny schemat ewolucji tektono-metamorficznej tego regionu. W tej sytuacji naturalna wydała mi się konieczność zapełnienia w jakiś sposób owej wyraźnie odczuwanej luki, czemu częściowo chociaż próbowałem dać wyraz w mych wcześniejszych artykułach (Żelaźniewicz, 1979, 1984a, 1984b). Niniejsze opracowanie zostało zatem zamierzone jako próba przedstawienia w miarę możności syntetycznego zarysu zarówno tektonicznej, jak i metamorficznej historii Gór Sowich.

Góry Sowie — orograficznie jedno z pasm górskich Sudetów Środkowych — stanowią fragment większej jednostki geologicznej, określanej najczęściej mianem bloku sowiogórskiego (Fig. 1). Tektoniczne, wtórne granice owego trójkątnego

bloku, zbudowanego prawie wyłącznie z gnejsów i migmatytów, sprawiają, iż od dawna jawi się on badaczom jako element obcy wśród obecnego osadowego lub nisko przeważnie zmetamorfizowanego otoczenia.

Od południowego zachodu blok sowiogórski graniczy z karbońskimi osadami depresji śródsudeckiej, wypełnionej tu paraliczną sekwencją klastyczno-wulkaniczną, z serpentynitowo-gabrowo-diabazowym masywem Nowej Rudy (Fig. 1).

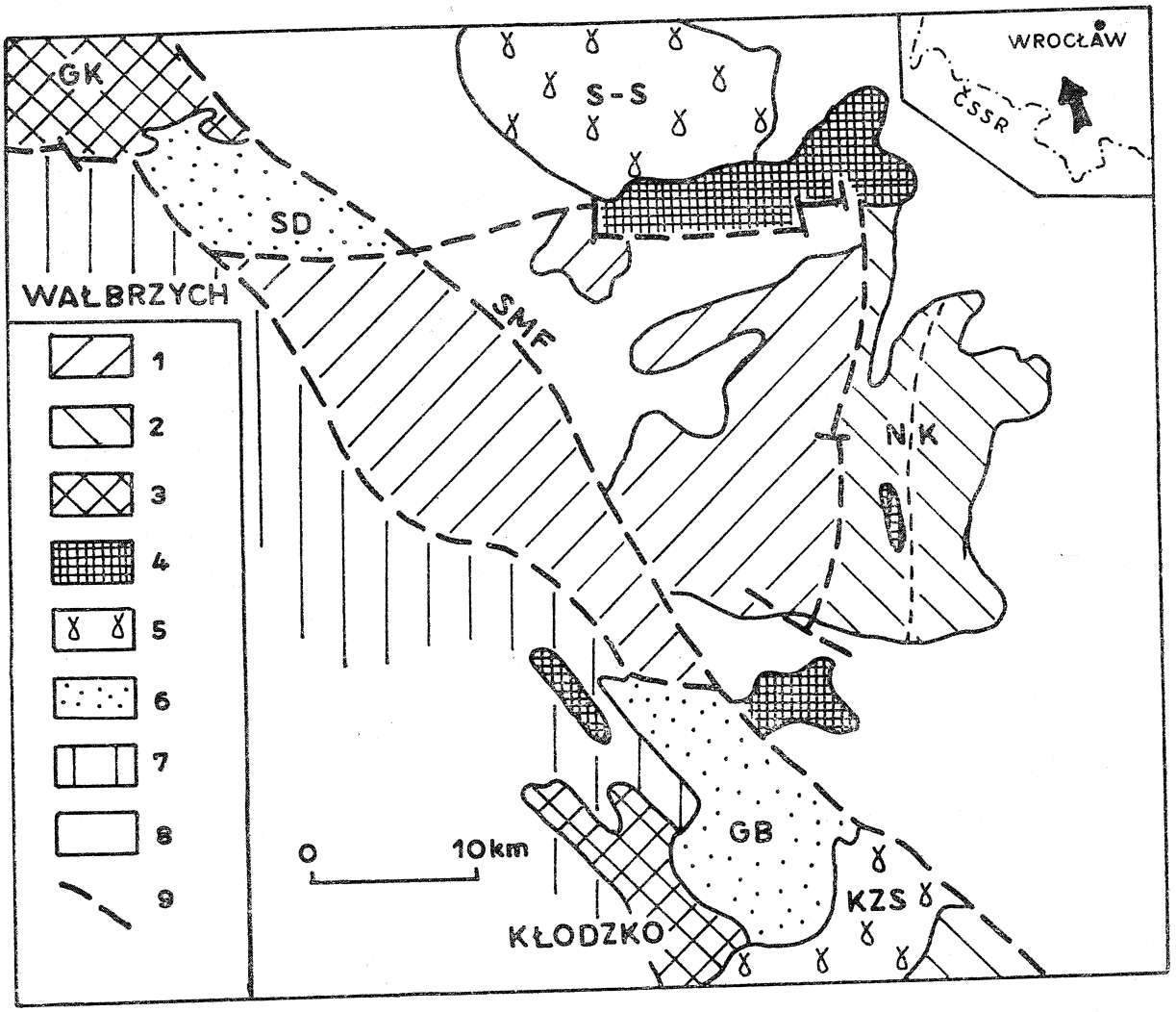


Fig. 1. Góry Sowie na tle sąsiednich jednostek geologicznych Sudetów. *1* — gnejsowo-migmatyczny kompleks sowiogórski; *2* — obszary metamorfizmu mezozonalnego; *3* — obszary metamorfizmu epizonalnego; *4* — serpentynity i gabra; *5* — granitoidy waryscyjskie; *6* — przedgórnokarbońskie skały osadowe; *7* — depresja śródsudecka; *8* — utwory kenozoiczne; *9* — uskoki; *GK* — Góry Kaczawskie; *S-S* — masyw granitoidowy Strzegom—Sobótka; *SD* — depresja Świebodzic; *NK* — metamorfik niemczańsko-kamieniecki (*N* — Strefa Niemczy); *KZS* — masyw granitoidowy Kłodzko—Złoty Stok; *GB* — Góry Bardzkie; *SMF* — sudecki uskok brzeżny

The Sowie Góry complex against the adjacent geological units of the Sudetes. *1* — Sowie Góry gneissic-migmatitic complex; *2* — medium-grade metamorphics; *3* — low-grade metamorphics; *4* — serpentinites and gabbros; *5* — Variscan granitoids; *6* — pre-Upper Carboniferous sedimentary rocks; *7* — Intrasudetic Basin; *8* — Cainozoic deposits; *9* — faults; *GK* — Góry Kaczawskie unit; *S-S* — Strzegom—Sobótka granitoid massif; *SD* — Świebodzice depression; *NK* — Niemcza—Kamieniec metamorphic unit (*N* — Niemcza zone); *KZS* — Kłodzko—Złoty Stok granitoid massif; *GB* — Góry Bardzkie complex; *SMF* — Sudetic marginal fault

Od południa przylega doń jednostka Gór Bardzkich, tworzona przez skały osadowe od ordowiku po dolny karbon, wraz z co najmniej późnowizeńskim kompleksem megabrecji i olistostrom o nie określonym dotąd obszarze ich pochodzenia (Wajsprych, 1978).

Od wschodu przytyka do bloku sowiogórskiego tzw. dyslokacyjna strefa Niemczy, której łupki i kwarcyty uznano niegdyś (Scheumann, 1937) za blastomylonity pochodzące z silnie zkataklazowanych gnejsów sowiogórskich. Strefa Niemczy oddziela blok gnejsowy od pstrej serii metamorfiku niemczańsko-kamienieckiego, stanowiącej — jak się sądzi — przedłużenie metamorfiku ląd ecko-śnieżnickiego (Fig. 1). Badania Dziedzicowej (1979a, b) wykazały wszelako, że owe łupki i kwarcyty w strefie Niemczy stanowią odrębną zmetamorfizowaną formację osadową, być może młodszą od ograniczających je kompleksów metamorficznych. Pojawiające się tu faktycznie skały kataklastyczne i mylonityczne występują tylko w wąskich bardzo strefach, przecinających także i młode hercyńskie granitoidy, które intruzywnie tkwią w owej strefie. Nadto do strefy Niemczy należy i jednocześnie ogranicza ją od wschodu południkowo wydłużony serpentynitowy masyw Szklar, zaś od południa czyni to równoleżnikowo ułożony masyw serpentynitowo-gabrowy Grochowej.

Według Dziedzicowej (1979b) wschodnie granice strefy Niemczy znajdują się w zonie syllimanitowo-andaluzytowej, natomiast jej granice zachodnie, wraz z przyległym brzegiem bloku sowiogórskiego, należą do zony kordierytowo-andaluzytowo-syllimanitowej. Andaluzyt występujący w tutejszych gnejsach sowiogórskich jest młodszy od syllimanitu. Stąd wniosek, że strefa Niemczy i wschodnia krawędź bloku gnejsowego przeżyły wspólnie okres późnego, termicznego, niskociśnieniowego metamorfizmu hercyńskiego, związanego przypuszczalnie z podnoszeniem się waryscyjskich magm.

Do sudeckiej części bloku sowiogórskiego przylega od północy depresja Świebodzic, wypełniona 3500–metrowym miąższym, terygenicznym, gruboklastycznym osadem górnego dewonu i turneju, który w dużej części pochodził z rozmywania szybko podnoszącego się z końcem dewonu (famen) bloku gnejsów sowiogórskich (Porębski, 1981).

Część przedsudecka bloku graniczy na północy z mezo- i epimetamorficzną osłoną masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka oraz z serpentynitowo-gabrowym kompleksem Ślęży, stanowiącym fragment asocjacji ofiolitowej (Majerowicz, 1979).

Ściślej rzecz biorąc masyw Ślęży przylega do północno-wschodniego naroża bloku, podobnie jak serpentynitowo-gabrowy masyw Braszowic przylega do naroża południowo-wschodniego (Fig. 1). W obu przypadkach, wedle spostrzeżeń Jamrozika (1981), strefę zewnętrzną tych masywów stanowią gabra, zaś serpentynity wewnętrzną, bezpośrednio stykającą się z gnejsami sowiogórskimi. Ponadto po wschodniej stronie bloku znajdują się serpentynity masywu Szklar oraz serpentynity i gabra Przedborowej, a po stronie południowo-zachodniej występują serpentynity i gabra Nowej Rudy.

Interpretując istniejące dotychczas dane grawimetryczne i magnetyczne Znosko (1981) sugeruje, że zasadowe i ultrazasadowe skały, otaczające znaczną część bloku sowiogórskiego, stanowią w istocie jego dość płytko zalegające podłoże. Jamrozik (1981) przypisuje im raczej rolę opasującego blok pierścienia o budowie strefowej. Wewnętrzna strefa to ultrabazyty, środkowa to gabra, a zewnętrzna to amfibolity i diabazy. Granica serpentynit/gabro ma zawsze, według niego, charakter tektoniczny, zaś granica gabro/diabaz — przejściowy. Nad wyraz istotną cechą strukturalną owych bazytów i ultrabazytów jest zgodność z zarysem bloku gnejsowego przebiegu rozwijających się w nich struktur linijnych i planarnych (głównie w strefie granicznej perydotyt/gabro). Skały te uważane są obecnie za człony sukcesji ofiolitowej, reprezentującej fragmenty dna oceanicznego pra-Sudetów (Majerowicz, 1981; Znosko, 1981), wtłoczone tektonicznie w ich dzisiejsze otoczenie po konsolidacji lub w czasie serpentynizacji.

Nic dziwnego, że trójkątny blok gnejsów sowiogórskich, tkwiący w tak różnorodnym otoczeniu, wokół którego dokonuje się nagła zmiana równoleżnikowych kierunków struktur tektonicznych Sudetów Zachodnich na południkowe kierunki charakterystyczne dla Sudetów Wschodnich, odgrywa istotną rolę w zrozumieniu

i odtworzeniu przebiegu waryscyjskiej tektogenezy w tym rejonie Europy. Znajomość wewnętrznej budowy bloku sowiogórskiego i poznanie jego tektonometamorficznej historii są niewątpliwie bardzo ważnymi elementami rozważań zmierzających do wyjaśnienia jego geodynamicznej pozycji.

Obszerne historyczne przeglądy wyników dotychczasowych badań geologicznych w Górach Sowich przedstawione zostały we wcześniejszych pracach Grocholskiego (1967) i Kryzy (1981). By uniknąć zatem zbędnego powtarzania, celowo omijam tutaj referowanie wyników tych badań, ograniczając się do ich merytorycznej dyskusji w dalszych częściach niniejszego artykułu.

Badania terenowe, leżące u podstaw tego opracowania, prowadzone były w latach 1977—1980 w ramach międzyresortowego tematu MR I 16 „Geodynamika obszaru Polski", finansowanego przez Polską Akademię Nauk. Dotyczyły one obszaru geograficznie określanego nazwami Gór Sowich, Gór Kruczych i Złotego Lasu*, a więc praktycznie skupiły się tylko na górskiej części bloku sowiogórskiego, od jej pogranicza z Górami Bardzkimi po równoleżnik Bystrzycy Górnej i Dziećmorowic (Fig. 2). Osnową prac terenowych było zdjęcie geologiczne całego badanego obszaru (około 250 km^2), wykonane przeze mnie w skali 1:10 000.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA LITOLOGII

Sporządzenie nowej mapy geologicznej Gór Sowich okazało się nieodzowne już w czasie pierwszych, rekonesansowych marszrut. Wydzielenia litologiczne zastosowane na istniejących mapach prowadzone były niezbyt konsekwentnie, według kilku jednocześnie kryteriów — petrograficznych, mineralogicznych, teksturalnych czy nawet genetycznych (np. gnejsy iniekcyjne, gnejsy strefy topienia itd.) — często niemożliwych do łatwego pogodzenia ze sobą, cóż dopiero do konsekwentnego zastosowania w terenie przy identyfikacji poszczególnych odmian skalnych. Sytuacja taka nie tylko utrudniała korzystanie z mapy geologicznej, ale i nie pozwalała — co gorsza — na zdobycie właściwego wyobrażenia o stylu budowy regionu.

Z tymi samymi trudnościami spotkał się wcześniej Kryza (1981), który dla ich usunięcia słusznie zaproponował używanie — jako podstawy klasyfikacji gnejsów i migmatytów sowiogórskich — jedynie cech teksturalnych, łatwo rozpoznawalnych megaskopowo w terenie. Wyróżnił on w ten sposób cztery pospolite (masywne, łuseczkowe, smużyste, słojowe) i trzy rzadsze (oczkowe, grubosoczewkowe, guzkowe) odmiany gnejsów, a także dwie główne odmiany migmatytów (flebity — migmatyty warstewkowe i żyłkowe, nebulity — migmatyty w dużym stopniu homofaniczne). Propozycja Kryzy miała na uwadze łatwość i jednoznaczność identyfikacji poszczególnych odmian skalnych w czasie marszrut kartograficznych czy też badań tektonicznych. Tego rodzaju prac Kryza sam wszelako nie prowadził i stąd zapewne, przy stosowaniu jego wydzieleń podczas wykonywanego przeze mnie zdjęcia geologicznego, pojawiła się konieczność poczynienia pewnych modyfikacji proponowanego podziału.

Pozostając zasadniczo przy klasyfikacji wprowadzonej przez Kryzę (1981), uzupełniłem ją kategorią laminowanych gnejsów łuseczkowych. Skały tego typu występują bowiem na znacznym obszarze środkowych Gór Sowich, na tyle (teks-

* Nazewnictwo geograficzne przyjęto zgodnie z mapą turystyczną Gór Sowich, wydaną w skali 1:60 000 przez PPWK w roku 1974.

turalnie) odcinając się od zwykłych gnejsów łuseczkowych obecnością (wprawdzie nieregularną) jasnych lamin, iż zasłużyły one na osobne kartograficzne wydzielenie.

Dwie natomiast spośród wyróżnionych przez Kryzę odmian są w zbyt małym stopniu rozprzestrzenione terenowo, by dało się je przedstawić na mapie geologicznej. Są to gnejsy masywne i gnejsy słojowe.

Rzeczą nieodzowną jest natomiast wydzielenie gruboziarnistych gnejsów, o lepiej lub gorzej, wszakże zawsze widocznym warstewkowaniu. Skały takie zostały nazwane przez Grocholskiego (1967) gnejsami warstewkowymi. Charakterystyczne ich odsłonięcia można obserwować na południowo-wschodnim brzegu Jeziora Bystrzyckiego. Jak się zdaje, Kryza (1981) większość tych gnejsów umieścił wśród flebitów.

Powodem takich różnic w teksturalnym podziale omawianych skał jest fakt, że Kryza (1981) wszystkie gnejsy wykazujące przejawy choćby słabej migmatytyzacji nazywa już migmatytami. Wobec powszechności mniej lub bardziej wyraźnych oznak migmatytyzacji gnejsów sowiogórskich, ale także i niewątpliwego nadużywania terminu migmatyt w odniesieniu do tych skał, praktyka taka — nawet przy stosowaniu opisowej definicji Mehnerta (1971) — uniemożliwiałaby konsekwentne przedstawienie na mapie rozprzestrzenienia różnych teksturalnych odmian gnejsów (z których w istocie owe migmatyty się wywodzą). Przykładem powstających w takim przypadku trudności jest mapa Gór Sowich opublikowana przez Grocholskiego (1967, 1975). Prawie cały obszar pokryty jest jedną szrafurą oznaczającą gnejsy migmatyczne. Tu i ówdzie tylko pojawiają się małe plamki odpowiadające gnejsom syllimanitowym i gnejsom kordierytowym, wydzielonym według kryterium mineralogicznego, oraz cienki pas granitognejsów oczkowych, wyróżnionych na podstawie teksturalnej.

Gnejsy i migmatyty sowiogórskie mają w większości skład chemiczny szarogłazów i skał ilasto-piaszczystych. Głównymi minerałami skałotwórczymi są w nich kwarc, oligoklaz i biotyt. Na znacznych obszarach Gór Sowich minerałom tym towarzyszą w gnejsach także ważne minerały poboczne — syllimanit, kordieryt, skaleń potasowy, czy też muskowit. Dwa ostatnie z nich nabierają lokalnie roli skałotwórczej. Zwykle jednak obecność minerałów pobocznych — przy małych rozmiarach ich ziarn — staje się oczywista dopiero pod mikroskopem. Okazuje się przy tym, że pojawiają się one w skałach niezależnie od ich cech teksturalnych.

Ponieważ, jak to zauważył Kryza (1981), można sądzić, że część — i to znaczna — owych cech odziedziczona została po wyjściowych skałach osadowych, to taka „niezależna" obecność minerałów pobocznych mówiłaby albo o pewnych zmianach chemizmu osadu, albo o przynależności do innych zon metamorfizmu regionalnego. Stąd mineralogiczny podział gnejsów — zaproponowany niegdyś wstępnie przez Smulikowskiego (1952), przejęty przez Polańskiego (1955), częściowo używany przez Grocholskiego (1967) i skrytykowany merytorycznie przez Kryzę (1981) — nie może odzwierciedlać pierwotnej zmienności w obrębie wyjściowej sekwencji osadowej. Zmienność taką natomiast, w sposób stosunkowo najpełniejszy, oddaje istniejąca, dziś obserwowana zmienność teksturalna skał gnejsowych. Dlatego właśnie jest ona tak ważna zarówno w pracach kartograficznych, jak i w rozważaniach strukturalnych.

Podstawą zastosowanej klasyfikacji teksturalnej gnejsów jest sposób występowania i ułożenia w nich łyszczyków, a więc kryterium łatwe do określenia w czasie prac kartograficznych.

Gnejs łuseczkowy to skała zwykle drobno- lub średnioziarnista, w której łyszczyki występują głównie jako pojedyncze, zazwyczaj nie tworzące skupień, blaszki, ułożone równolegle w różnych proporcjach ilościowych w kwarcowo-skaleniowym tle. Skały takie występują w okolicach Lutomii, Michałkowej i Walimia (Fig. 2).

Laminowany gnejs łuseczkowy to odmiana typu poprzedniego, wyróżniająca się tym, że w tle skały pojawiają się w nieregularny sposób, w różnych bardzo odstępach — od kilku mm do kilku cm, cienkie (1—5 mm), jasne, głównie kwarcowo-skaleniowe laminy. Typowe odsłonięcia tych skał znajdują się pomiędzy Michałkową i Jugowicami oraz w północnej części masywu Wielkiej Sowy (Fig. 2).

Gnejs smużysty to skała przeważnie średnio- lub gruboziarnista, w której kwarcowo-skaleniowe i łyszczykowe, lub jasne i ciemne, nie więcej niż kilkumilimetrowej miąższości planarne koncentracje mineralne nie tworzą w sposób ciągły własnych, prawidłowych warstewek, lecz stanowią obocznie zastępujące się, dość silnie spłaszczone „soczewki" o niezbyt ostrych granicach. Gnejsy takie występują na całym obszarze Gór Sowich (Fig. 2).

Gnejs warstewkowy to skała gruboziarnista, w której łyszczyki ułożone są we własne, ciągłe i dość prawidłowo wykształcone warstewki, o stosunkowo ostro zarysowanych granicach, dzięki czemu wyraźnie uwydatniają się mniej lub bardziej regularne warstewki jasne, centymetrowej nawet grubości, tworzone przez kwarc i skalenie. Gnejsy tego typu odsłaniają się na znacznym obszarze Gór Sowich, od Dziećmorowic po Jodłownik (Fig. 2).

Zgodnie z przyjętym schematem, sporadycznie tu spotykany *gnejs masywny* to zazwyczaj drobnoziarnista skała, bardzo w łyszczyki uboga i przez to prawie pozbawiona megaskopowo widocznej foliacji.

Ponadto na podstawie innych cech teksturalnych wyróżniono jeszcze dwie inne odmiany gnejsów, a to: gnejsy oczkowe i gnejsy aplitoidowe, również nie sprawiające trudności przy kartograficznej identyfikacji. *Gnejs oczkowy* charakteryzuje się obecnością oczek, pojawiających się bezładnie w grubo- lub średnioziarnistym tle zarówno gnejsów warstewkowych, jak i smużystych, z reguły wtedy dwuskaleniowych. Wąskie pasy gnejsów oczkowych występują między Głuszycą a Wolborzem (Fig. 2).

Gnejsy aplitoidowe to kwarcowo-skaleniowe skały, koloru różowawego lub żółtawego, pozbawione biotytu przy niewielkiej ilości muskowitu, ze słabą na ogół foliacją. Typowe ich wystąpienia to obszar między Kolcami i Sierpnicą (Fig. 2). Charakterystyczną cechą tych skał jest duża zmienność wielkości ziarna: rozwijają się wśród nich odmiany leukogranitowe i pegmatytowe, spotykane zwłaszcza w okolicach Woliborza i Srebrnej Góry.

Bardzo w Górach Sowich pospolitym, choć teksturalnie niezupełnie samodzielnym typem są *gnejsy homofaniczne**, nazwane tak przez Grocholskiego (1967),

* Przymiotnik homofaniczny oznacza, iż skała jest bezkierunkowa, a zatem nie jest gnejsem. Bardziej właściwy byłby tu termin gnejs homofanizowany, informujący, że mimo stopniowego zaniku tekstur kierunkowych, są one jeszcze ciągle w skale rozpoznawalne. Taka też jest cecha skał nazywanych w Górach Sowich, za Grocholskim (1967), gnejsami homofanicznymi. Skał rzeczywiście homofanicznych, a więc zhomofanizowanych całkowicie, jest tu w istocie bardzo niewiele.

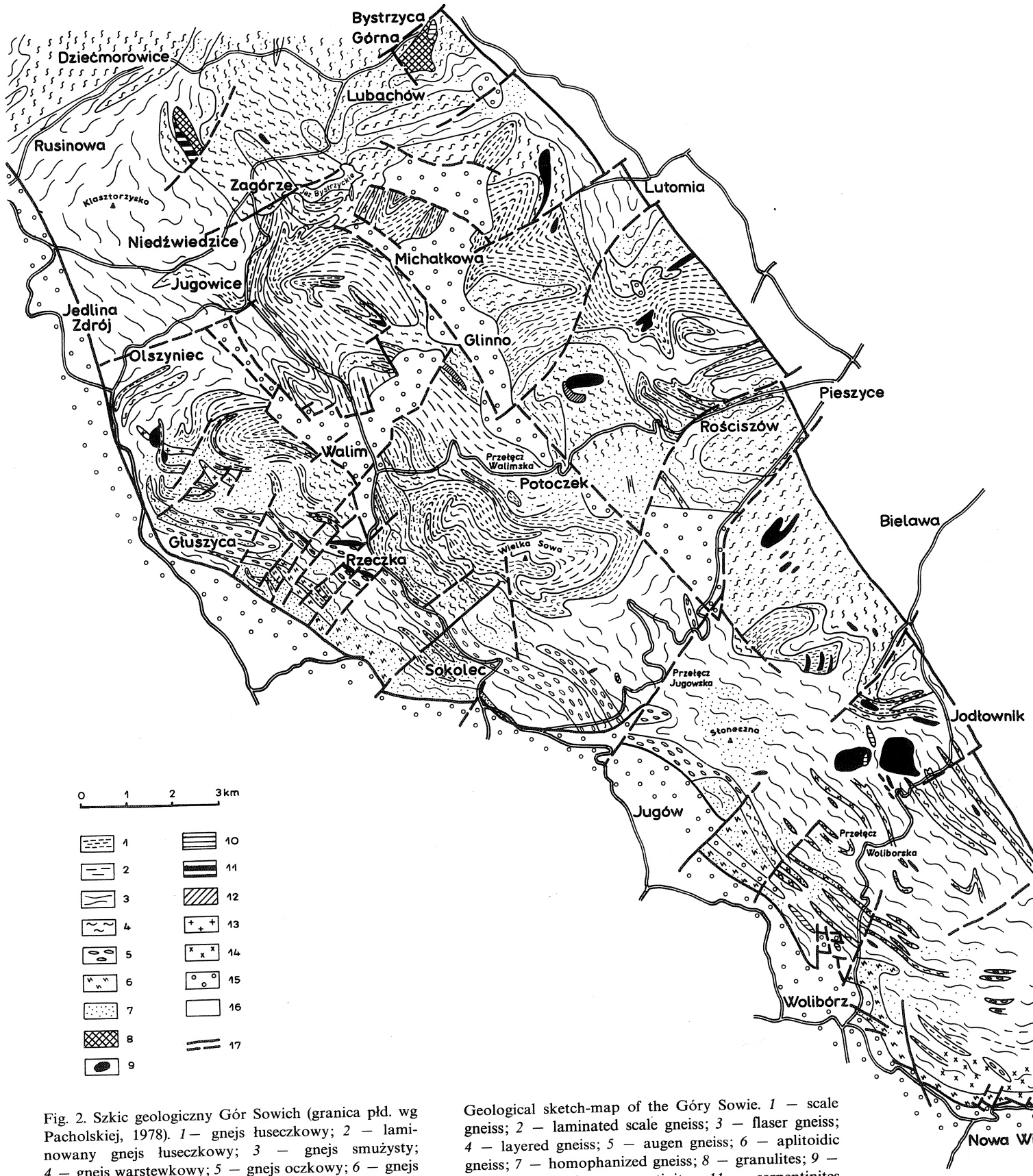


Fig. 2. Szkic geologiczny Gór Sowich (granica płd. wg Pacholskiej, 1978). *1* — gnejs łuseczkowy; *2* — laminowany gnejs łuseczkowy; *3* — gnejs smużysty; *4* — gnejs warstewkowy; *5* — gnejs oczkowy; *6* — gnejs aplitoidowy; *7* — gnejs homofanizowany; *8* — granulity; *9* — amfibolity; *10* — serpentynity; *11* — serpentynity i amfibolity nierozdzielone; *12* — hiperyty; *13* — porfiry; *14* — brekcje tektoniczne; *15* — utwory dolnokarbońskie; *16* — utwory kenozoiczne; *17* — uskoki: rozpoznane — *linia ciągła*, przypuszczalne — *linia przerywana*

Geological sketch-map of the Góry Sowie. *1* — scale gneiss; *2* — laminated scale gneiss; *3* — flaser gneiss; *4* — layered gneiss; *5* — augen gneiss; *6* — aplitoidic gneiss; *7* — homophanized gneiss; *8* — granulites; *9* — amphibolites; *10* — serpentinites; *11* — serpentinites and amphibolites undivided; *12* — hyperites; *13* — porphyries; *14* — tectonic breccias; *15* — lower Carboniferous deposits; *16* — Cainozoic deposits; *17* — faults: recognized — *solid line*, inferred — *dashed line*

a wydzielone wcześniej przez Dathego (1904b) jako skały o uziarnieniu granitowym. Ich niemiecka nazwa, *granitisch-körniger Biotitgneis*, oddaje też chyba najlepiej charakter owych skał, których grube lub średniej wielkości ziarno skaleni, przede wszystkim plagioklazu, nabiera skutkiem rekrystalizacji okrągławych, perełkowatych lub tabliczkowatych, subautomorficznych, a nawet automorficznych kształtów. Powoduje to zacieranie starszej kierunkowej tekstury skały i upodobnienie jej do granitu. Liczne relikty, bardziej skutecznie opierające się nierównomiernie przebiegającemu procesowi homofanizacji, wskazują, że gnejsy homofaniczne pochodzą z przeobrażenia różnych odmian teksturalnych gnejsów sowiogórskich — najczęściej warstewkowych i smużystych. Spotyka się je praktycznie na całym obszarze Gór Sowich (Fig. 2), stopień owej homofanizacji jest wszakże bardzo różny. Najsilniej przeobrażone w ten sposób skały pojawiają się w środkowej części tych gór, w okolicy Potoczka i Głuszycy.

Przytoczony powyżej podział gnejsów ujmuje tylko takie odmiany, których rozprzestrzenienie jest na tyle duże, iż mogą być one przedstawione na mapie geologicznej. W odsłonięciach spotyka się ponadto drobne wkładki gnejsów posiadających jeszcze inne, dodatkowe cechy teksturalne. Są to wymieniane przez Kryzę (1981) gnejsy guzkowe, nodularne, masywne, słojowe i drobnosłojowe, grubosoczewkowe itd. nie dające się przedstawić kartograficznie z powodu niewielkich rozmiarów tych przeławiceń. Szczegółowa charakterystyka tych skał została podana przez Kryzę (1981).

Jak już wspominałem, mimo stosowanej dotychczas praktyki, na mapie geologicznej nie wydzieliłem migmatytów jako niezależnej od gnejsów odmiany litologicznej. W istocie rzeczy bowiem, choć większość gnejsów sowiogórskich ma mniej lub bardziej migmatyczny wygląd, to prawie zawsze można określić, z jakiej odmiany skalnej takie migmatyty się rozwinęły. Dlatego też na mapie (Fig. 2) przedstawione są jedynie teksturalne wydzielenia gnejsów, tym bardziej że konsekwentne wyróżnienie kartograficzne migmatytów od gnejsów jest praktycznie niezbyt możliwe. O słuszności takiego podejścia przekonuje porównanie wykonanej przeze mnie mapy z mapą Grocholskiego (1967), pokazujące jak wiele nowych danych o budowie geologicznej ujawniło się przy zastosowaniu w czasie kartowania wydzieleń litologicznych opartych na teksturalnym zróżnicowaniu gnejsów.

Wśród sowiogórskich migmatytów można rzeczywiście dostrzec wszystkie typy teksturalne zaproponowane przez Mehnerta (1971), co wielokrotnie podkreślał już Grocholski (1967a). Wszelako najwłaściwsza wydaje się wspominana już propozycja Kryzy (1981), by — znów za Mehnertem — wyróżnić wśród nich dwie podstawowe grupy, a to flebity i nebulity. Taki podział migmatytów jest łatwy i wygodny w posługiwaniu się nim w czasie prac terenowych, a w stopniu wystarczającym oddaje zmienność owych skał, bez potrzeby uciekania się do nieco sztucznych, czysto fenomenologicznych klasyfikacji, nie posiadających większego praktycznego znaczenia.

Gnejsy i migmatyty stanowią około 95% kompleksu sowiogórskiego. Pozostałe kilka procent reprezentują przede wszystkim bazyty i granulity, przy zupełnie nieistotnym udziale wapieni i skał wapienno-krzemianowych.

Bazyty w Górach Sowich to różnego rodzaju amfibolity i hiperyty — skały mało jeszcze tutaj zbadane. *Amfibolity* budowane są przez zielonkawą przeważnie hornblendę i andezyn, którym akcesorycznie, w zmiennych ilościach, towarzyszą: kwarc, granat, diopsydowy piroksen, węglany, biotyt, tytanit, apatyt i minerały rudne (Morawski, 1973). Skały te mają grano- lub diablastyczną strukturę. *Hiperyty* to średnioziarniste skały, często z ofitową teksturą, złożone z labradorytu, oliwinu, hiperstenu, diopsydowego augitu, w których oliwin i hipersten mają złożone korony reakcyjne (Morawski, 1973). Hiperyty ulegają przeobrażeniu w dia- lub granoblastyczne amfibolity, złożone z jasno zabarwionej hornblendy i andezynu, z wtórnym diopsydowym piroksenem i atolowym granatem.

Serpentynity towarzyszące wystąpieniom granulitów zostały opisane przez Smulikowskiego i Bakun-Czubarow (1973) oraz Bakun-Czubarow (1981). Powstały one z przeobrażenia perydotytów zawierających granat i spinel, a pochodzących z górnego płaszcza. Zserpentynizowane ultramafity, spotykane gdzieniegdzie w innych miejscach Gór Sowich, czekają nadal na dokładniejsze zbadanie.

Granulity, znane z trzech niewielkich wystąpień w północnej części Gór Sowich to drobnoziarniste skały złożone z kwarcu, oligoklazu, skalenia potasowego, granatu i dystenu, z akcesorycznym rutylem, apatytem, cyrkonem i minerałami rudnymi. Reprezentują je dwie odmiany teksturalne. Jedna z nich to granulity o granoblastycznej strukturze, równowymiarowym ziarnie skalnym i braku foliacji. Druga — to granulity doskonale foliowane, głównie dzięki obecności dużych wstęgowych ziarn kwarcu oraz kierunkowemu ułożeniu minerałów ciemnych, wśród których znaczącą rolę poczyna odgrywać biotyt.

Skład mineralny, obecność — rzadkich, co prawda, i cienkich — przeławiceń wapieni krystalicznych i skał wapienno-krzemianowych, a także skład chemiczny dzisiejszych gnejsów i migmatytów sprawiają, że skały te od dawna były uważane za zmetamorfizowany kompleks szarogłazów i mułowców. Kryza (1981) pokusił się nawet o określenie skał wyjściowych dla każdej z wydzielonych przez niego odmian gnejsów i migmatytów. W pierwotnej sekwencji osadowej dominowały, według niego, drobnoziarniste osady piaszczysto-mułowcowe i szarogłazowe z dużą przymieszką materiału ilastego, w mniejszym stopniu obecne były szarogłazy grubiej ziarniste i bogatsze w kwarc.

W olbrzymiej wiekszości były to zatem skały o chemizmie właściwym ilasto-piaszczystym osadom zasobnym w glin, a w trakcie metamorficznych przeobrażeń rozwijały się w nich paragenezy mineralne charakterystyczne dla sedymentów tego właśnie rodzaju, poddanych regionalnemu metamorfizmowi typu Barrow. Ów osadowy kompleks był deponowany — jak wskazują obecne paleontologiczne badania Guni (1981, 1983, 1984) — pomiędzy górnym proterozoikiem (ryfej) a, być może, środkowym kambrem. Taki właśnie przedział czasowy sugeruje obecność mikroflorystycznych zespołów (różne rodzaje i gatunki *Acritarcha, Cyanophyta* i *Eumycophyta*), znalezionych przez tego badacza w gnejsach sowiogórskich.

SEKWENCJA STRUKTURALNA I EFEKTY KOLEJNYCH FAZ DEFORMACJI

Na podstawie wspomnianych wyżej badań Guni należałoby sądzić, że procesy deformacji i metamorfizmu zanotowane przez skały sowiogórskie dokonywały się po środkowym kambrze, a w każdym razie po ryfeju. Nadal nie rozstrzygnięta jest jednak kwestia, czy odbywały się one w czasie tektogenezy kadomskiej, kaledońskiej czy też waryscyjskiej. Dotychczasowe badania geochronologiczne (Sachanbiński, 1973; Zinkiewicz, 1973; Depciuch, Lis & Sylwestrzak, 1980), zreferowane ostatnio przez Gunię (1984) nie przynoszą, niestety, wystarczającego wyjaśnienia tego bardzo istotnego problemu*.

FAZA D_1

Struktury linijne

W fałdy F_1 ujęte zostały granice odmian litologicznych oraz zgodne z tymi granicami powierzchnie najstarszej foliacji i laminacji metamorficznej S_0, najprawdopodobniej pokrywające się z pierwotną stratyfikacją osadów wyjściowych.

Mezoskopowe fałdy F_1 można obserwować — choć niezbyt często — w całych Górach Sowich. Najlepsze ich przykłady spotyka się przede wszystkim w dość dobrze odsłoniętych partiach okolic Zagórza, Walimia i Jodłownika. Są to, powstające przez zginanie i płynięcie, fałdy wąskopromienne i izoklinalne, w większości należące do klasy *2* Ramsaya (1967). Stosunkowo łatwo można je wyróżnić w miejscach interferencji fałdów dwóch lub trzech faz deformacji.

Równolegle do powierzchni osiowych tych fałdów rozwija się osiowa foliacja metamorficzna S_1, stanowiąca foliację złożoną — zarówno wskutek transpozycji foliacji S_0, jak i wzrostu minerałów metamorficznych, wyznaczających więźbę** $F_1 M_1$, jednocześnie wzdłuż powierzchni S_0 i S_1. Charakterystycznym, choć nie-

---

* Najnowsze dane izotopowe (Rb—Sr i U—Pb) przemawiają za dewońskim wiekiem faz D_2—D_5; szczegóły w artykule *Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, southwestern Poland: evidence from Rb—Sr and U—Pb isotopic studies*, Ann. Soc. Geol. Polon., 1988, vol. 58, no. 1—2.

** *Więźba* — termin przyjęty za *Słownikiem petrograficznym* W. Ryki i A. Maliszewskiej (Wyd. Geol., 1982) jako polski odpowiednik angielskiego *fabric* i niemieckiego *Gefüge*. Oznacza on zbiór wszelkich strukturalnych i teksturalnych cech skały, zarówno megaskopowych jak i mikroskopowych. Elementami więźby są nie tylko kształt i orientacja przestrzenna ziarn lub jednorodnych agregatów mineralnych, ale także linie i płaszczyzny krystalograficzne, a więc: osie optyczne i krystalograficzne, płaszczyzny zbliźniaczeń, łupliwości, ścian, translacji itp. Elementy więźby wyznaczają i określają planarne i linijne składniki więźby, jak: foliacja, złupkowanie, kliważ, warstwowanie, lineacja krystalizacyjna, lineacja intersekcyjna, lineacja elongacyjna etc. Ze względów semantycznych termin „więźba" budzi zastrzeżenia części petrografów, wśród nich profesora K. Smulikowskiego, powołujących się na używanie tego słowa w budownictwie dla oznaczenia konstrukcji ciesielskiej niosącej pokrycie dachowe. Konieczność istnienia w polskiej terminologii geologicznej odpowiednika *fabric* i *Gefüge* jest wszelako bezsporna, narzucająca posługiwanie się słowem „więźba" do czasu wynalezienia lepszego terminu.

zbyt częstym minerałem tej więźby jest dysten, którego słupki — co udało się zauważyć w kilku przypadkach — układały się równolegle do powierzchni foliacji osiowej S_1.

Efektem intersekcji powierzchni S_0/S_1 i syntektonicznego wzrostu minerałów metamorficznych był rozwój lineacji mineralnej L_1, zgodnej zazwyczaj z osiami F_1, wyrażonej po części jako lineacja intersekcyjna, głównie zaś jako kierunkowe linijne ułożenie ziarn mineralnych. Powszechność tej lineacji w skałach sowiogórskich wskazuje na regionalny rozkład naprężeń tektonicznych, przyczyniających się do jej powstania.

Najprawdopodobniej cały odsłonięty dziś kompleks gnejsowy Gór Sowich uległ fałdowaniu F_1, w skali zarówno mezoskopowej — co widać w odsłonięciach, jak i makroskopowej — co można odczytać z mapy geologicznej (Fig. 2). Istotną bardzo cechą fałdów F_1 i lineacji L_1 jest stałość ich orientacji. Na przeważającym obszarze Gór Sowich biegną one w kierunku NW—SE (Fig. 3). Strome zazwyczaj ich nachylenie jest bez wątpienia cechą wtórną, powodowaną późniejszymi przefałdowaniami i związaną z nimi reorientacją powierzchni foliacji S_1.

Struktury planarne

Warunki powstania najstarszej foliacji S_0 nie są jasne. Fakt, iż wyznacza ona przeguby fałdów F_1, nie określa jednoznacznie jej pozycji wiekowej. Foliacja ta mogła bowiem rozwinąć się przed fałdowaniem F_1, ale mogła też tworzyć się z nim syntektonicznie. W obu przypadkach wzrastające minerały metamorficzne naśladowały swym kierunkowym ułożeniem wcześniejsze warstwowanie sedymentacyjne ($S_s = S_0$).

Ponieważ wzdłuż powierzchni S_0 i S_1 krystalizowały identyczne minerały, można przypuszczać, że rosły one równocześnie. Część z nich, reprezentująca S_1, przerastała zatem S_0 w przegubach fałdów F_1, równolegle do ich powierzchni osiowych. Rozwijająca się w skałach foliacja nabywała przez to geometrycznego charakteru foliacji osiowej. Tym samym foliacja ta miała charakter foliacji złożonej, składającej się z elementów naśladujących sedymentacyjne warstwowanie i z elementów rosnących równolegle do powierzchni osiowych S_1. Różnica między nimi — w danym typie skały — jest tylko strukturalna, nie zaś mineralogiczna, gdyż oba elementy budowane są przez te same minerały, tworzące wspólnie więźbę $F_1 M_1$. Obserwowana zmienność tej więźby wynikła naturalnie z różnic w składzie chemicznym i mineralnym wyjściowych odmian litologicznych dzisiejszych skał sowiogórskich.

Foliacja S_1 w gnejsach wyznaczana jest przede wszystkim równoległym ułożeniem blaszek biotytu lub zgodnych przerostów biotytu z muskowitem, a także równoległą zmiennością rozmieszczenia minerałów w skale, czyli obecnością ciemniejszych i jaśniejszych, bogatszych w kwarc i skalenie, warstewek. Łyszczyki wespół z kwarcem i skaleniami (głównie plagioklazem) oraz z akcesorycznym, powszechnie występującym granatem i nie zawsze obecnym dystenem tworzą wspólnie więźbę $F_1 M_1$ skał gnejsowych. W amfibolitach foliację S_1 tworzy równoległa orientacja słupkowych blastów hornblendy, między którymi strefowo układa się andezyn.

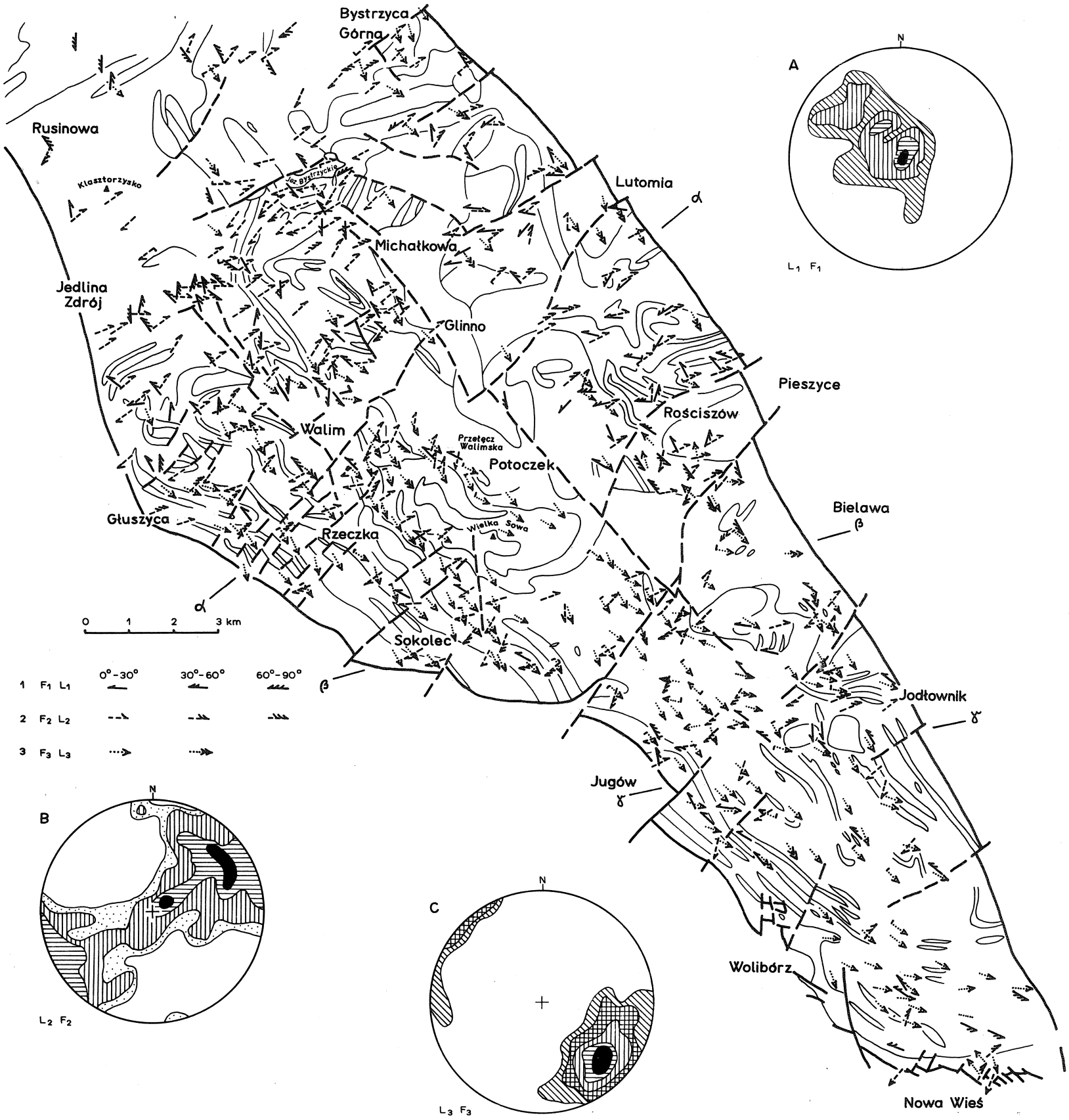


Fig. 3. Mapa strukturalna orientacji struktur linijnych faz D_1-D_3. *1* — struktury linijne $F_1 L_1$; *2* — struktury linijne $F_2 L_2$; *3* — struktury linijne $F_3 L_3$; poprzeczna kreska przy końcu strzałek symbolizujących struktury linijne oznacza ich asymetrię. *A* — diagram orientacji struktur linijnych F_1 L_1: 150 pomiarów, kontury — 16%, 8%, 3%, 0,5%; *B* — diagram orientacji struktur linijnych $F_2 L_2$: 295 pomiarów, kontury — 4,5%, 3%, 1,5%, 0,5%; *C* — diagram orientacji struktur linijnych $F_3 L_3$: 320 pomiarów, kontury — 15%, 10%, 6%, 3%, 1%, < 1%. Wszystkie diagramy przedstawiają projekcje stereograficzne na dolną półkulę. α — α, β — β, γ — γ — linie schematyzowanych przekrojów pokazanych na figurze 48

Structural map showing orientation of linear structures of D_1-D_3 episodes. *1* — $F_1 L_1$ linear structures; *2* — $F_2 L_2$ linear structures; *3* — $F_3 L_3$ linear structures; dashes at ends of arrows symbolizing the linear structures express sense of their asymmetry. *A* — stereogram showing orientation of F_1 L_1 linear structures; 150 measurements, contours at 16%, 8%, 3%, 0,5%; *B* — stereogram showing orientation of $F_2 L_2$ linear structures: 295 measurements, contours at 4.5%, 3%, 1.5%, 0.5%; *C* — stereogram showing orientation of $F_3 L_3$ linear structures: 320 measurements, contours at 15%, 10%, 6%, 3%, 1%, < 1%. All diagrams in this paper represent stereographic projections onto the lower hemisphere. α — α, β — β, γ — γ — lines of schematic cross-sections shown in Figure 48

Zespoły tych minerałów — będących zapewne we wzajemnej chemicznej i teksturalnej równowadze, co sugerują proste, subpoligonalne zarysy i jednakowe rozmiary ich ziarn — określają przedział $P-T$, w jakim doszło w Górach Sowich do najstarszych przeobrażeń metamorficznych pierwotnego kompleksu osadowego. Biorąc pod uwagę paragenezy, mikrostruktury i charakter więźby rozwijającej się tak w gnejsach pelitycznych, jak i w amfibolitach, można sądzić, wbrew opinii Kryzy (1981), że metamorfizm M_1 nie był typu wysokociśnieniowego, a czynnik termiczny dominował wtedy nad ciśnieniem kierunkowym. Doprowadził on cały kompleks sowiogórski od razu do zony granatowej, co przejawiło się powstaniem kilku charakterystycznych zespołów mineralnych. W dominujących tu gnejsach pelitycznych były to:

Q+Plg+Bio+Gr±Kya*,
Q+Plg+Bio+Msc+Gr±Kya,
Q+Plg+Bio+Ksp+Msc+Gr±Kya,

zaś w rzadszych znacznie odmianach kwarcowo-skaleniowych:

Q+Plg+Ksp+Msc+Gr,
Q+Plg+Ksp+Msc+Bio+Gr.

W amfibolitach rozwinął się zespół Hrb+Plg(And)±Gr. We wszystkich skałach jako minerał akcesoryczny pojawił się w tym czasie apatyt oraz cyrkon.

Tak więc w fazie D_1 utworzyły się podstawowe zespoły mineralne skał sowiogórskich oraz wytworzyły się zasadnicze elementy ich więźby. Wtedy też głównie rozwinęła się, widoczna dziś w gnejsach i w części amfibolitów, foliacja metamorficzna. Należy tu podkreślić, że choć późniejsze fazy tektonometamorficzne dodawały nowe minerały do owych podstawowych zespołów, powodowały rekrystalizację minerałów już istniejących i prowadziły do transpozycji starszych elementów strukturalnych, to zasadnicze rysy więźby skał sowiogórskich i jakościowe cechy ich składu mineralnego wykształcone zostały właśnie w fazie D_1 (F_1 M_1).

Lineacja L_1, dość powszechnie występująca, jest w skałach sowiogórskich bez porównania częściej widoczna niż fałdy F_1. Nie oznacza to jednak, że fałdowanie F_1 doprowadziło do powstania tylko nielicznych form fałdowych. Wiele z nich — jak widać po reliktowych przykładach — zostało, bez wątpienia, zatartych późniejszą kierunkową rekrystalizacją i przy braku odpowiedniego zróżnicowania litologicznego stało się nierozpoznawalnymi. Wiadomo zaś, jak w zasadzie monotonny litologicznie jest kompleks sowiogórskich gnejsów. Nadto część fałdów F_1, wobec bardzo zbliżonej orientacji przestrzennej, może być przy nieuważnej obserwacji mylnie zidentyfikowana jako późniejsze fałdy F_3. Trudno jest więc dokładnie ocenić, jak intensywne było to najstarsze fałdowanie i jak wiele form wielkoskalowych powstało w tym czasie. Fakt że kilka fałdów F_1 — mimo późniejszych przefałdowań — widocznych jest dobrze na mapie geologicznej (Fig. 2), a także wnioski płynące z analizy strukturalnej pozwalają przypuszczać, że fałdowanie F_1 miało istotne znaczenie w historii deformacji skał regionu, co więcej, wyznaczyło istniejący styl tektoniczny Gór Sowich w takiej mierze, w jakiej młodsze nałożone deformacje fałdowe dopasowywały się do ustalonego w okresie D_1 planu strukturalnego.

---

* Znaczenie używanych w tekście skrótów nazw minerałów: Q — kwarc, Plg — plagioklaz, Bio — biotyt, Msc — muskowit, Ksp — skaleń potasowy, Crd — kordieryt, Sil — syllimanit, Gr — granat, Kya — dysten, Ap — apatyt, Zr — cyrkon, Hrb — hornblenda, Chl — chloryt, Tour — turmalin.

Fig. 4. Przykłady profili mezoskopowych fałdów F_2

Profiles of F_2 mesoscopic folds

FAZA D_2

Struktury linijne

W kolejnej fazie deformacji tektonicznych, D_2, powstał zespół różnorodnych fałdów, w skali od mikro- do makroskopowej. Są to fałdy o zmiennej geometrii, od izoklinalnych po otwarte, koncentryczne i dysharmonijne, ptygmatyczne i symilarne (Fig. 4), o różnym stopniu spłaszczenia, tworzone zarówno przez zginanie, jak i płynięcie. Owa różnorodność jest bez wątpienia odbiciem zmienności warunków reologicznych zachodzących deformacji D_2, jak i lokalnych zmienności mechanicznych własności — kontrolowanych przez parametry $P—T—X$ — różnych petrologicznie odmian kompleksu gnejsowego.

Większe fałdy F_2 są przeważnie krótkopromienne i ściśnięte, prezentując dużo mniejsze zróżnicowanie geometryczne, niż drobne fałdy mezoskopowe, których przykłady przedstawiono na Figurze 4. Fałdy F_2 biegną generalnie w kierunku NE—SW i równolegle do nich układa się lineacja L_2 (Fig. 3).

Wyrażona jest ona jako lineacja intersekcyjna tam, gdzie nowa osiowa foliacja S_2 przecina foliacje starsze (S_0, S_1). W gnejsach warstewkowych podkreślają ją kwarcowo-skaleniowe pręty, rozwijające się w miejscach przecięć (Fig. 5). Ponadto lineację L_2 tworzą delikatne, linijne nabrzmienia widoczne na powierzchni foliacji,

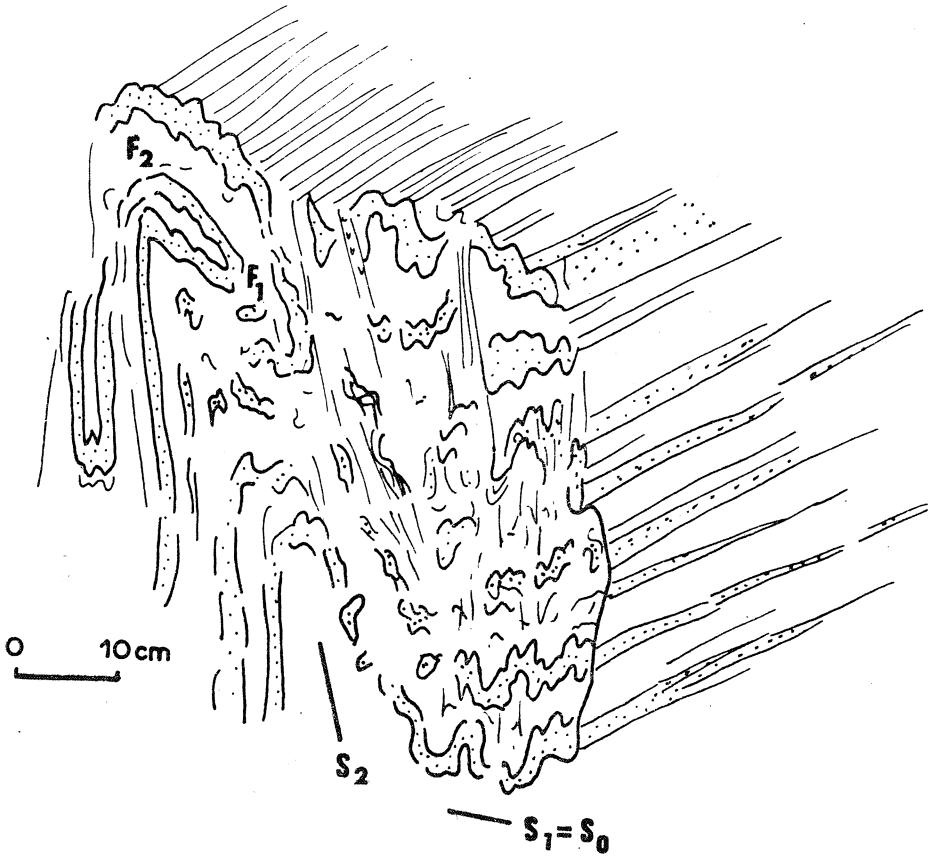


Fig. 5. Dwukrotnie sfałdowany (F_1, F_2) gnejs warstewkowy (warstewki kwarcowo-skaleniowe — *kropkowane*). Lineacja L_2 — lineacja intersekcyjna $S_1(= S_0)/S_2$ i pręty kwarcowo-skaleniowe

Layered gneiss folded twice (F_1, F_2), quartzofeldspathic layers — *dotted*. L_2 — intersection lineation $S_1(= S_0)/S_2$ and quartzofeldspathic rodding

a wynikające z kierunkowego ułożenia ziarn skaleni, kwarcu i przede wszystkim łyszczyków, którym nierzadko towarzyszy fibrolit. Niekiedy, przy braku różnic mineralogicznych, właściwa identyfikacja lineacji mineralnych, powstałych w różnych fazach tektonotermicznych wydarzeń, może być znacznie utrudniona ich wzajemnym podobieństwem. Podstawowym kryterium musi być wtedy obserwowana relacja wiekowa poszczególnych lineacji oraz odniesienie ich do rozpoznanych i określonych wiekowo fałdów o ustalonej przestrzennej pozycji ich skrzydeł i powierzchni osiowych.

Orientacja osi fałdów F_2, lineacji L_2 i foliacji S_2 jest zmienna i zależna w dużym stopniu od późniejszych nałożonych fałdowań — głównie F_3 i F_5. Tam, gdzie zaznaczyły się one słabo, fałdy F_2 są z reguły stojące, mają generalnie pionowe powierzchnie osiowe biegnące w kierunku NE—SW, a osie ich nachylają się łagodnie ku SW względnie NE. Ogólnie jednak fałdowania nałożone powodowały znaczną dyspersję tak osi fałdów F_2 (Fig. 3B), jak i ich powierzchni osiowych S_2 (Fig. 6B).

Struktury planarne

Struktury planarne fazy D_2 reprezentuje transpozycyjna foliacja S_2 (Fig. 5). Skutkiem transpozycji jest to foliacja złożona, wykazująca zarówno cechy nabyte w fazie D_2, jak i odziedziczone po transponowanej foliacji $S_0 = S_1$. Rozróżnienie obu foliacji możliwe jest — jak zwykle — w miejscach ich przecinania się, czyli

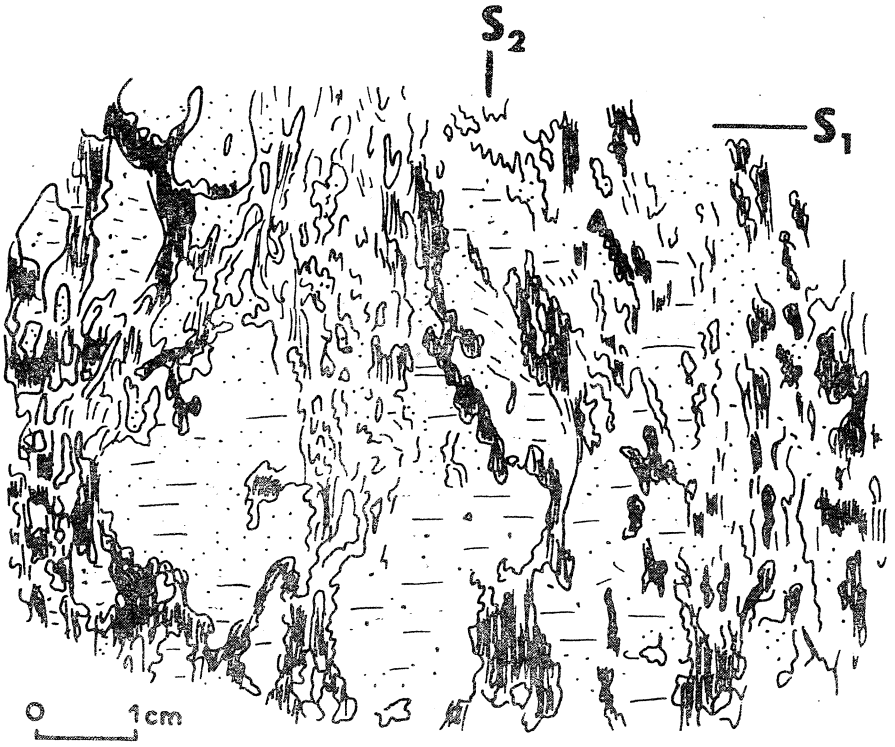


Fig. 7. Kierunkowa rekrystalizacja minerałów gnejsu warstewkowego zgodnie z foliacją S_2. Starsza foliacja S_1 zachowana reliktowo w postaci równolegle ułożonych wrostków biotytu i dystenu (*pojedyncze kreski*) w blastach plagioklazu i w warstewkach kwarcowo-plagioklazowych

Directional recrystallization of minerals of layered gneiss parallel to S_2 foliation. Relic S_2 foliation preserved merely as biotite and kyanite inclusions (*single parallel dashes*) in plagioclase blasts and quartz-plagioclase layers

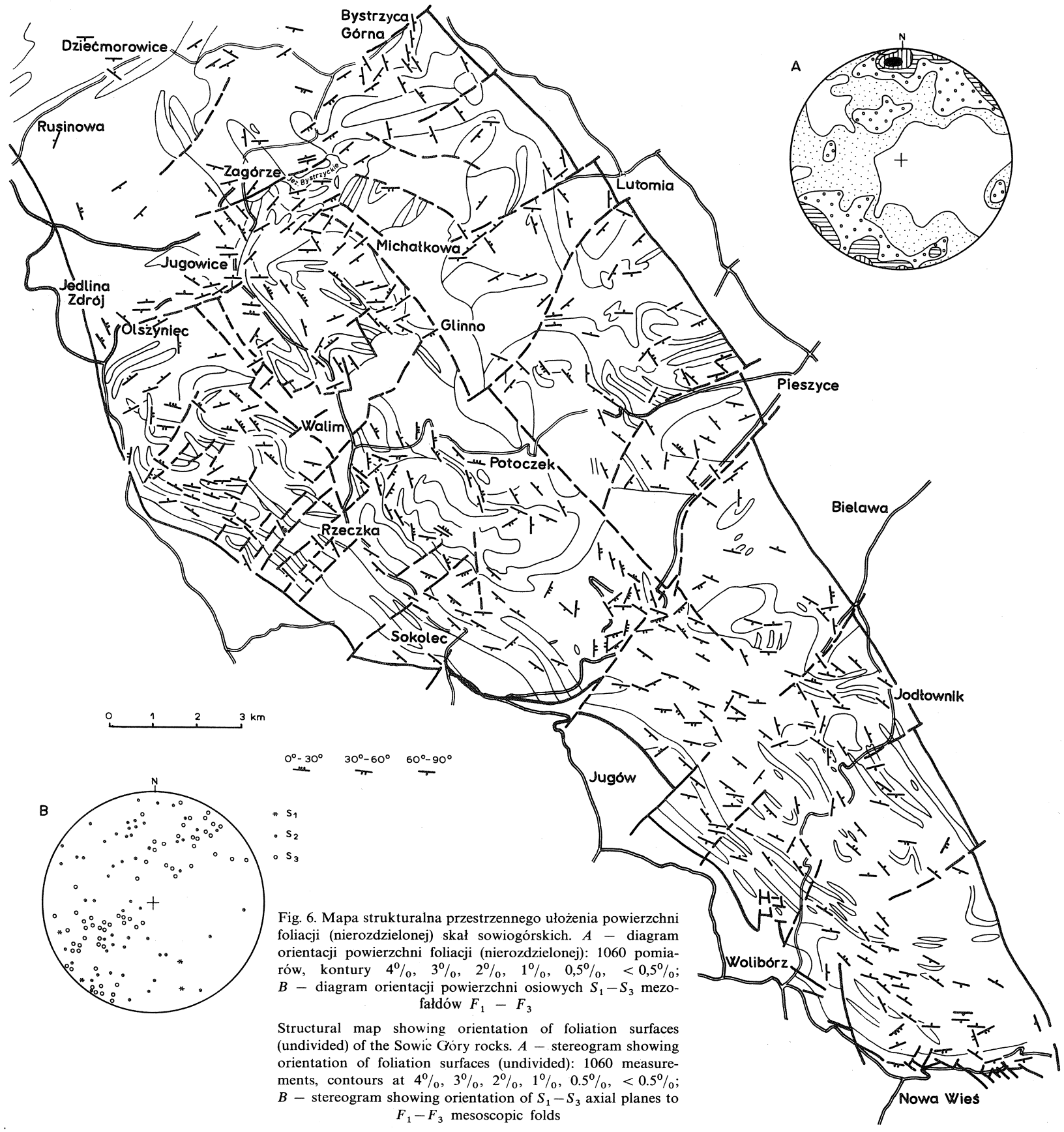


Fig. 6. Mapa strukturalna przestrzennego ułożenia powierzchni foliacji (nierozdzielonej) skał sowiogórskich. *A* — diagram orientacji powierzchni foliacji (nierozdzielonej): 1060 pomiarów, kontury $4^0/_0$, $3^0/_0$, $2^0/_0$, $1^0/_0$, $0{,}5^0/_0$, $< 0{,}5^0/_0$; *B* — diagram orientacji powierzchni osiowych $S_1 - S_3$ mezofałdów $F_1 - F_3$

Structural map showing orientation of foliation surfaces (undivided) of the Sowie Góry rocks. *A* — stereogram showing orientation of foliation surfaces (undivided): 1060 measurements, contours at $4^0/_0$, $3^0/_0$, $2^0/_0$, $1^0/_0$, $0.5^0/_0$, $< 0.5^0/_0$; *B* — stereogram showing orientation of $S_1 - S_3$ axial planes to $F_1 - F_3$ mesoscopic folds

w przegubach fałdów F_2. Nierzadko jednak nawet i w takich miejscach, przy identyczności zespołów mineralnych tworzących obie foliacje i silnej rekrystalizacji, bywa to niemożliwe.

Jeden z takich przypadków przedstawiony jest na Fig. 7, gdzie jedynie zamknięte w ziarnach i przerostach kwarcowo-skaleniowych wrostki dystenu zachowują kierunek starszej metamorficznej powierzchni. Gdyby nie te wrostki, nie sposób byłoby tu zauważyć żadnych dowodów na obecność i sfałdowanie jakiejkolwiek starszej foliacji. Stąd trudno jest powiedzieć w ilu rzeczywistych sytuacjach, przy braku odpowiednich kryteriów wyróżniających — przede wszystkim wyraźnego zróżnicowania litologii — nie dostrzega się istnienia faktycznie w skale obecnych struktur fałdowych. Na szczęście do stuprocentowej rekrystalizacji minerałów w przegubach fałdów nie dochodzi nazbyt często i lepiej lub gorzej czytelne struktury fałdowe można zauważyć nawet w seriach litologicznie monotonnych (Fig. 8).

Nie ulega natomiast wątpliwości, że obecna w gnejsach sowiogórskich foliacja i w ogóle kierunkowa ich więźba są wypadkowym, złożonym produktem kolejnych etapów rekrystalizacji metamorficznej i tektonicznych deformacji. Nie można ich przeto interpretować jako powstałych w jednym epizodzie tektonometamorficznym.

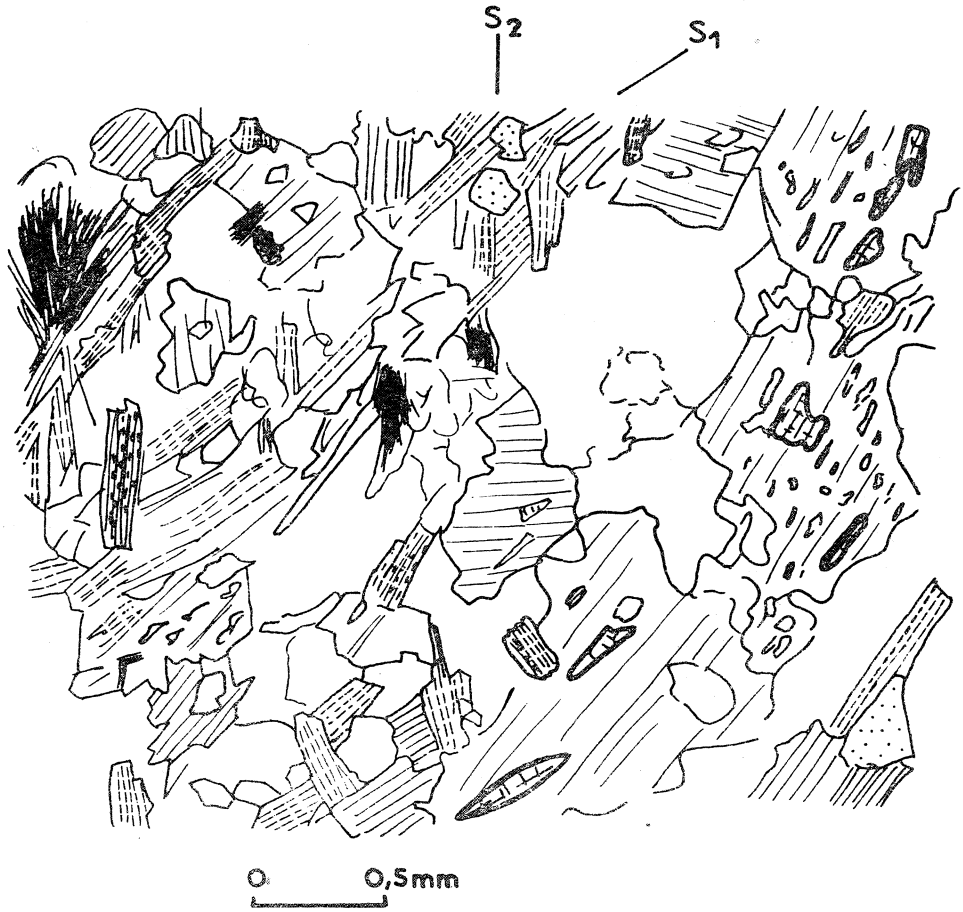


Fig. 8. Gnejs warstewkowy. Fragment mikrofałdku F_2 powierzchni foliacji S_1 wyznaczanej ułożeniem blaszek biotytu (*kreski przerywane*) i słupków dystenu (wysoki relief, charakterystyczna łupliwość) wrośniętych w duże blasty plagioklazu więźby $F_2 M_2$ (*kreskowane*). Równolegle do powierzchni S_2 rosną wiązki fibrolitu oraz blaszki biotytu. Granat — *kropki*, kwarc — *brak szrafury*

Layered gneiss. Fragment of F_2 microfold in S_1 foliation marked by arrangement of biotite flakes (*dashed*) and kyanite prisms (high relief, characteristic cleavage) included into large plagioclase blasts of F_2 M_2 fabric (*lined*). Fibrolite boundles and other biotite flkaes are parallel to S_2 foliation. Garnet — *dotted*, quartz — *blank*

O faktycznej obecności foliacji S_2, na przykład, można mówić w sposób pewny tylko tam, gdzie — czy to w odkrywkach, czy pod mikroskopem — widoczne są fałdki F_2. W przypadkach zupełnego braku mezofałdów tego zespołu można przypuszczać, że pozbawione ich domeny nie zostały sfałdowane w fazie D_2. Wtedy obserwowaną w skałach foliację trzeba uważać za S_1. Brak deformacji fałdowych w takiej domenie nie wyklucza jednak możliwości rekrystalizacji skały w czasie metamorficznego epizodu M_2. Mimo zatem nieobecności fałdów F_2 i niepewności co do rozwoju w danym miejscu foliacji S_2 skała może posiadać elementy więźby $F_2\,M_2$.

Na przykład jedną z charakterystycznych cech mineralogicznych więźby $F_2\,M_2$ jest obecność pilśniowych agregatów fibrolitu, występujących przeważnie równolegle do powierzchni osiowych fałdów F_2 i przecinających w ich przegubach foliację i laminację S_1 (Fig. 8). Oczywiście kryterium to nie ma jednak zastosowania do skał spoza zony syllimanitowej. Stosunkowo pewnych danych może wtedy dostarczyć obserwacja ułożenia łyszczyków lub nawet całej więźby danej skały. Granoblastyczna struktura izometrycznych ziarn kwarcu i plagioklazu właściwa jest w zasadzie więźbie $F_1\,M_1$. Stąd też więźba ją zacierająca musi być młodsza; w przegubach fałdów F_2 będzie to najpewniej więźba $F_2\,M_2$.

Nowe jakościowo minerały w więźbie $F_2\,M_2$ pojawiają się zatem głównie w skałach zony syllimanitowej. Są to przede wszystkim owe pilśniowe agregaty fibrolitu, pozostające w wyraźnym teksturalnym związku z biotytem, a nie wykazujące równoczesnej silnej mobilizacji kwarcu. Ułożenie takich agregatów zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów F_2 jest wyznacznikiem ich strukturalnej pozycji w skale. Fibrolit rośnie kosztem biotytu, z którego przeobraża się poprzez stadium chlorytowe lub muskowitowe. Wśród produktów tego procesu są minerały nieprzezroczyste (głównie ilmenit) oraz nierzadko skaleń potasowy (Żelaźniewicz, 1984a).

W ten sposób więźba $F_2\,M_2$ w skałach metapelitycznych w stosunku do więźby $F_1\,M_1$ ulega wzbogaceniu o syllimanit, a także o muskowit, chloryt i skaleń potasowy. Z obserwacji mikroskopowych wynika, że nie zawsze jednak ziarna jednego z owych tworzących obecnie skałę minerałów znajdują się we wzajemnym kontakcie z ziarnami wszystkich pozostałych minerałów tej skały. W tej sytuacji można wyróżnić kilka zespołów mineralnych, złożonych z rekrystalizujących lub krystalizujących w fazie D_2 minerałów, wspólnie budujących więźbę $F_2\,M_2$ skał metapelitycznych. A oto zespoły minerałów, których blasty są we wzajemnym kontakcie:

Q—Plg—Bio—Kya—Msc,
Q—Plg—Bio—Msc—Ksp—Sil,
Q—Plg—Bio—Chl—Sil,
Q—Plg—Bio—Sil,
Q—Plg—Bio—Msc,
Q—Plg—Bio—Chl,
Q—Plg—Bio—Msc—Chl,
Q—Plg—Bio—Gr,
Q—Bio—Sil,
Q—Bio—Msc—Sil,
Q—Bio—Chl—Sil,
Plg—Kya—Msc—Bio,
Q—Kya—Sil±Msc.

Zestawienie tych zespołów podkreśla zadziwiająco bierną rolę granatu, który nie uczestniczy w większości z zachodzących w skale przeobrażeń. Brak jego kontaktów z syllimanitem każe sądzić, że granat nie bierze zapewne udziału w procesie fibrolityzacji.

Atołowe kształty wielu ziarn granatu, korodowanych przez kwarc i plagioklaz i zastępowanych przez biotyt, wskazują, że i on wchodził jednak w ciągłe reakcje z innymi składnikami skały. Reakcje te mogły zachodzić w czasie M_2, nie przyczyniając się jednak do wzrostu syllimanitu, lub też w czasie późniejszych epizodów metamorficznych. Dość podobnie ma się sprawa z plagioklazem, który stosunkowo rzadko styka się z pilśniowymi agregatami fibrolitu. Ulega on niewątpliwie rekrystalizacji w więźbie $F_2 M_2$, zwłaszcza w gnesjach grubiej ziarnistych, wszelako bez związku z pierwszym pojawieniem się syllimanitu.

Trzeba zdać sobie sprawę, że w efekcie rekrystalizacji M_2, w więźbie $F_2 M_2$ pojawiają się w różnych ilościach nowe blasty Q_2, Plg_2, Bio_2, Msc_2 itd. rosnące obok istniejących już tu Q_1, Plg_1, Bio_1 i nabierające zatokowatych granic skutkiem wzajemnych reakcji. Istniejące mikrostruktury sugerują więc zanikanie teksturalnej i chemicznej równowagi, co potwierdzane jest obecnością w skale przytoczonych powyżej zespołów mineralnych. Efektem i jednocześnie dowodem utraty równowagi jest współwystępowanie obok siebie w więźbie $F_2 M_2$ kwarcu, muskowitu, biotytu, syllimanitu, chlorytu, skalenia potasowego i plagioklazu.

Zespół Bio—Chl—Sil, spotykany w gnejsach pelitycznych Gór Sowich, określa w pewnym stopniu warunki P—T fibrolityzacji biotytu w fazie $F_2 M_2$. Trwałość tej asocjacji Thompson (1976) podaje w przedziale 620—640°C i 4,8—6,0 kb. Oczywiście jednak bez dokładnych badań i użycia któregoś z godnych zaufania geotermometrów w odniesieniu do minerałów skał zony syllimanitowej trudno jest oceniać dokładnie wielkości panujących wtedy ciśnień i temperatur. W każdym razie temperatura nie była na tyle wysoka, by mogło rozpocząć się częściowe nawet topienie gnejsów, pomimo oczywistej w nich zawartości H_2O. Zawartość tzw. składnika kotektycznego w gnejsach sowiogórskich nie jest zresztą duża i waha się w granicach 63—73% (Kryza, 1981).

FAZA D_3

Struktury linijne

Zespół fałdów powstałych w tej fazie jest niewątpliwie najmocniej zróżnicowany pod względem wykazywanych cech strukturalnych i geometryczno-morfologicznych (Fig. 9). Charakterystycznymi cechami fałdów F_3, obserwowanych w odsłonięciach, jest ich asymetryczność, zmieniająca się konsekwentnie na obszarze Gór Sowich, oraz częsta bardzo dysharmonijność. Dysharmonijność ta związana jest naturalnie z litologicznymi (petrograficznymi) niejednorodnościami ośrodka i bez wątpienia w poważnym stopniu kontrolowana przez — ogólnie rzecz ujmując — fizyko-chemiczne warunki deformacji skał gnejsowych, podlegających rekrystalizacji, migmatytyzacji i nieuniknionym zmianom objętości. Część mezofałdów F_3 ma pokrój fałdków ptygmatycznych.

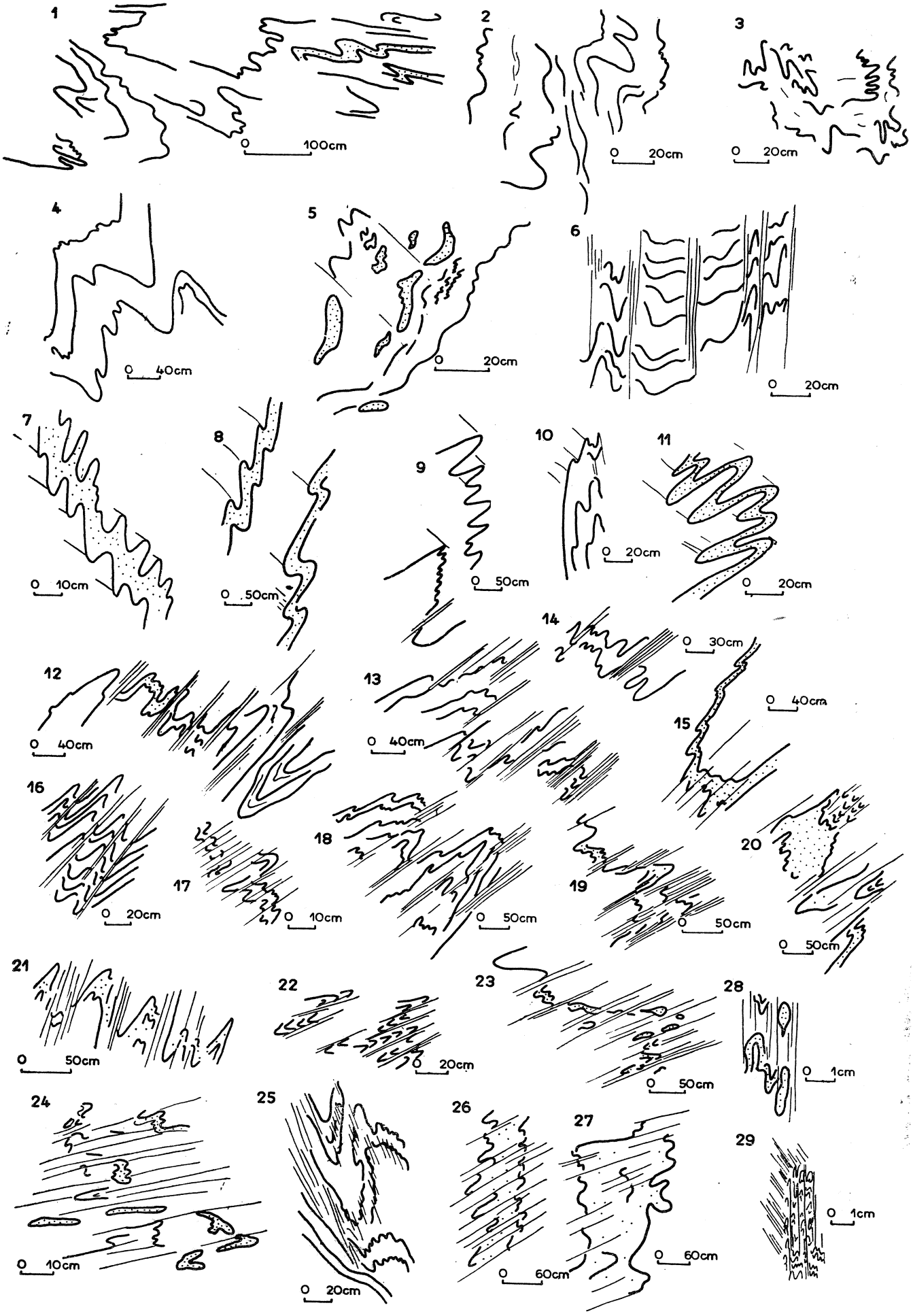


Fig. 9. Przykłady profili mezoskopowych fałdów F_3

Profiles of F_3 mesoscopic folds

Fałdy F_3 spotyka się najczęściej w południowo-wschodniej części Gór Sowich, gdzie dominują w odkrywkach i zaznaczają się na mapie geologicznej (Fig. 2). Biegną one w kierunku NW—SE od WNW—ESE, nachylając się pod niewielkimi kątami ku SE (Fig. 3). Powierzchnie osiowe tych fałdów, S_3, zapadają pod różnymi kątami albo ku SW, albo ku NE (Fig. 6B). Ich dyspersja wywołana została przede wszystkim przez nałożone fałdy F_5.

Lineacja L_3 jest generalnie zgodna przestrzennie z fałdami F_3. W części jest to lineacja intersekcyjna, przy czym linia przecięcia się osiowej foliacji S_3 z powierzchniami foliacji starszej zabliźniana bywa mobilnym materiałem leukokratycznym, co w laminowanych odmianach gnejsów daje niekiedy kwarcowo-skaleniowe pręty. Przeważnie jednak lineacja L_3 to lineacja mineralna, rekrystalizacyjna, wiążąca się z kierunkowym ułożeniem blaszek łyszczyków, dłuższych brzegów ziarn skaleni i kwarcu, a także kwarcowo-syllimanitowych agregatów i nodul. Ponadto tworzą ją także drobniutkie zmarszczenia powierzchni łyszczykowej foliacji oraz osie niezbyt częstych tu budin.

W istocie swej więc lineacja L_3 nie różni się od lineacji starszych, L_1 i L_2, podobnie jak i młodszej lineacji L_5. Dodatkową komplikację stanowi fakt, że wyrazistość i czytelność tych struktur jest różna i zmienna od jednej powierzchni foliacji do drugiej, na przestrzeni nawet kilkudziesięciu centymetrów, co świadczy o niejednorodnym poddawaniu się skały i deformacji, i rekrystalizacji.

W takiej sytuacji rozróżnienie w terenie lineacji powstałych w różnych fazach deformacji może nastręczać pewne trudności. Stąd, jak już wspominałem, właściwa identyfikacja lineacji musi opierać się na dokładnej obserwacji ich relacji wiekowych ustalanych na podstawie wzajemnej superpozycji, na odniesieniu do rozpoznanych w tym samym odsłonięciu różnowiekowych struktur fałdowych, tak ich osi jak i powierzchni osiowych, a także na podstawie obecności linijnie ułożonych charakterystycznych minerałów bądź zespołów mineralnych o znanym czasie pojawienia się w więźbie badanych skał. Takim minerałem jest np. dysten w przypadku struktur linijnych L_1, czy też kwarcowo-syllimanitowe nodule, spłaszczone w powierzchni foliacji S_3, w przypadku lineacji L_3.

Cechą charakterystyczną dysharmonijnych fałdków ptygmatycznych należących do zespołu F_3, podobnie zresztą jak i fałdków ptygmatycznych należących do zespołu F_2, jest stałość orientacji przestrzennej ich osi, zgodnych zawsze z fałdami zespołu, który reprezentują. Większej nieco zmienności ulegają ich powierzchnie osiowe, ale i tu zazwyczaj zostaje zachowany uporządkowany stosunek równoległości do powierzchni osiowych innych fałdów danego zespołu. Nie ulega wątpliwości, że rozwój fałdków ptygmatycznych, tak w fazie D_2 jak i w fazie D_3, odbywał się pod kontrolą tych samych tektonicznych naprężeń, które powodowały ogólne fałdowanie skał regionu. Lokalnie bogatsze warstewkowe nagromadzanie się mobilnego materiału kwarcowo-skaleniowego, pre- lub syntektoniczne z fałdowaniem, powodowało pewne zmiany objętościowe w fałdowanym ośrodku, kompensowane intensywnością i pozorną „dzikością" deformacji tych leukokratycznych (leukosomowych) przeławiceń, warstewek czy żyłek.

Struktury planarne

Podobnie jak i poprzednie, faza D_3 rozwinęła własną strukturę planarną — osiową foliację S_3. Jest to foliacja transpozycyjna, dziedzicząca cechy starszych foliacji transponowanych. Charakterystyczną cechą tej foliacji jest w gnejsach zony syllimanitowej równoległe do niej układanie się powierzchni spłaszczenia nodul i agregatów kwarcowo-syllimanitowych, będących w tych skałach końcowym efektem progresywnej mineralogicznej ewolucji ich więźby (por. s. 225). Taka pozycja nodul świadczy o strukturalnej kontroli fałdów F_3 nad ich rozwojem (Fig. 10). Poza przegubami fałdów F_3 i strefami występowania nodul i agregatów kwarcowo-syllimanitowych, względnie Q—Msc±Ksp pseudomorfoz po nich, rozpoznanie i wyróżnienie foliacji S_3 jest praktycznie niemożliwe.

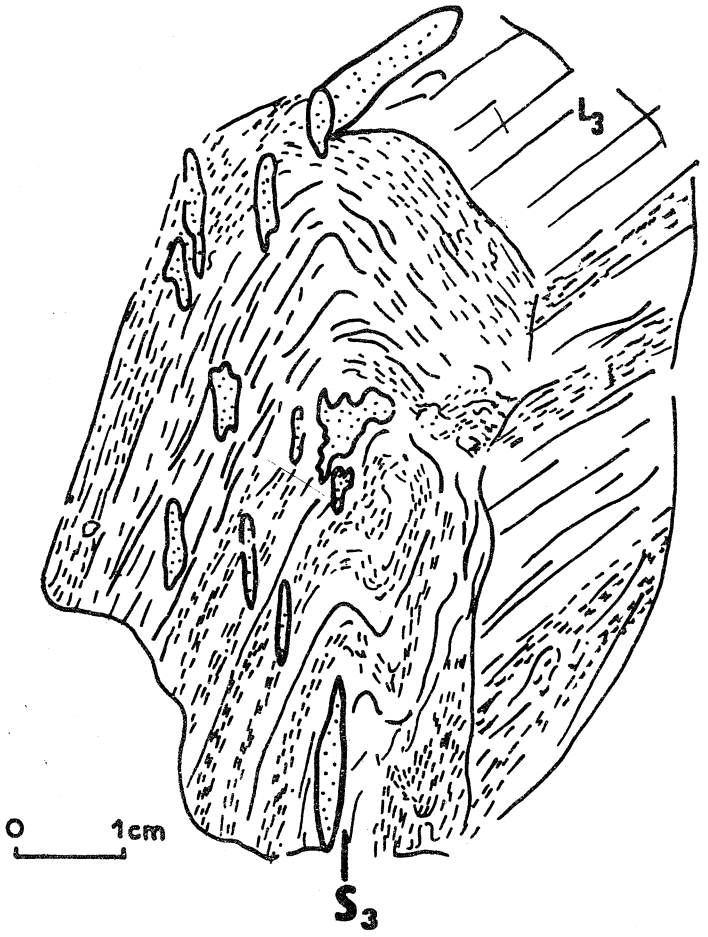


Fig. 10. Gnejs łuseczkowy. Pozycja nodul kwarcowo-syllimanitowych (*kropki*) w strukturze fałdów F_3

Scale gneiss. Position of quartz-sillimanite nodules (*dots*) in structure of F_3 folds

W przypadkach próbek bez mezofałdków i bez diagnostycznie krytycznych minerałów nie można określić, z którą konkretnie foliacją mamy do czynienia. Zarówno terenowe, jak i kameralne obserwacje wskazują jak bardzo rozwój foliacji w kolejnych fazach tektonometamorficznej ewolucji Gór Sowich był strukturalnie niejednorodny i jak dalece zmienna była jego intensywność. Mimo to stopień wy-

kształcenia foliacji widocznej w pojedynczych próbkach skał sowiogórskich wydaje się identyczny. Wynika to z faktu, że obserwowana foliacja tych skał jest foliacją złożoną, transpozycyjną. Metamorficzna foliacja pojawiła się w gnejsach pre- lub syntektonicznie z fazą D_1, w zespole mineralnym obejmującym Q—Plg(Ksp)—Bio(Msc)—Gr±Kya. Wobec generalnej stabilności tego zespołu — pomimo rekrystalizacji i przeobrażeń mineralnych w fazach D_2 i D_3 — równie trwała była raz powstała foliacja tych skał. Choć kolejne fazy tektonometamorficznej ewolucji wzbogacić ją mogły o nowe, kierunkowo ułożone minerały, stare zaś zmusić do rekrystalizacji lub reorientacji równolegle do powierzchni osiowych rozwijających się fałdów, to jednak w swej masie, przy powszechnej transpozycyjności, istniejąca foliacja zachowywała w dużej mierze charakter wyznaczony krystalizacją i rekrystalizacją minerałów metamorficznych jeszcze w fazie D_1. Oznacza to, że w Górach Sowich mamy przede wszystkim do czynienia ze stabilną foliacją $S_1 = S_0$, później jedynie mineralogicznie modyfikowaną i transponowaną do S_2 i S_3.

Praktyczne znaczenie tego faktu można prześledzić choćby na przykładzie wspominanych już bimineralnych agregatów kwarcowo-syllimanitowych, powstających czy rekrystalizujących w warunkach fazy D_3, w powierzchniach osiowych fałdków F_3. Stwierdzono, że są one końcowym przejawem ewolucji syllimanitu w gnejsach sowiogórskich (Żelaźniewicz, 1984a). Występujący w nich syllimanit to zarówno Sil_2 z fazy D_2, przekrystalizowany w fazie D_3, jak i Sil_3 w tym czasie dopiero krystalizujący. Stąd niekiedy można obserwować na jednej powierzchni foliacji ($S_2 = S_3$) jak kwarcowo-skaleniowe pręty (ang. *rods*) z współwystępującym w nich Sil_2, wyznaczające kierunki lineacji L_2, ulegają później przekształceniu na spłaszczone skupienia (nodule) zreorientowane wi kierunku L_3 (Fig. 11).

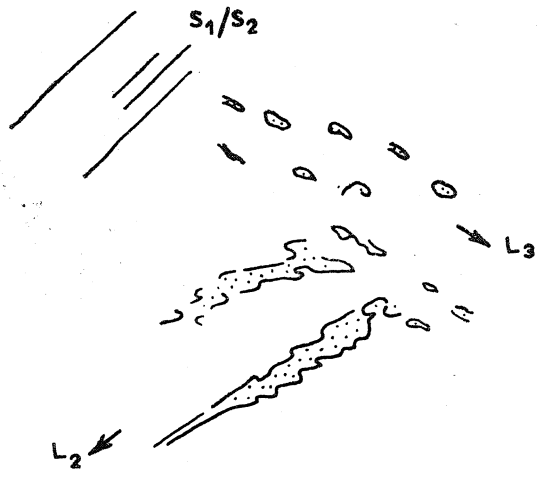


Fig. 11. Szkic obrazujący strukturalne przekształcenie kwarcowo-skaleniowo-syllimanitowych prętów L_2 w kwarcowo-syllimanitowe nodule zgodne z lineacją L_3

Sketch illustrating structural transformation of quartz-feldspar-sillimanite rods L_2 into quartz-sillimanite nodules following L_3

W skałkach ponad sztolniami w Walimiu, gdzie sytuacje takie spotyka się w przeławicających się odmianach gnejsów łuseczkowych i warstewkowych, można zauważyć, jak dalece różnią się one swą podatnością na rekrystalizację i metamorficzne przeobrażenia w fazie D_3. Oto wspomniana wyżej przemiana kwarcowo-skaleniowo-syllimanitowych prętów w kwarcowo-syllimanitowe nodularne agregaty, która musiała się wiązać ze znaczną rekrystalizacją całej skały i migracją materii wewnątrz niej, dotknęła tylko ławic gnejsu warstewkowego z wyraźną segregacją kwarcowo-skale-

niowego materiału w postaci warstewek i prętów (L_2). Przeławicające się z nimi pakiety gnejsu łuseczkowego prawie nie uległy rekrystalizacji. Na powierzchni foliacji $S_3 = S_2$ gnejsu warstewkowego istnieje przede wszystkim lineacja L_3, określana wyciągnięciem tworzących się agregatów kwarcowo-syllimanitowych. Prawie zupełnemu zatarciu ulega tu lineacja L_2 wyrażana przez kierunkowe ułożenie łyszczyków i delikatne ich zmarszczkowanie oraz, w formie reliktowej, przez ułożenie owych agregatów w pewne szeregi, zachowujące jeszcze nadal kierunek L_2 (Fig. 11). Na powierzchniach foliacji $S_2 = S_3$ gnejsu łuseczkowego doskonale widoczna jest lineacja L_2, natomiast nowa lineacja L_3 jest słabo dostrzegalna w postaci bardzo niewyraźnych śladów kierunkowej rekrystalizacji kwarcu i skalenia, a więc praktycznie jest ona nie wykształcona. Obie skały znajdowały się bez wątpienia w tych samych warunkach $P-T$. Zatem obserwowane różnice w przebiegu metamorficznych przeobrażeń M_3 mogą być wiązane, jak się zdaje, jedynie z widocznymi różnicami teksturalnymi między dwiema odmianami gnejsów, wykazującymi ogólnie ten sam skład chemiczny i mineralny.

Nie ulegające rekrystalizacji gnejsy łuseczkowe zachowały swą starą foliację $S_2 = S_1$. Gnejs warstewkowy, poddany silnej rekrystalizacji M_3, otrzymał nową foliację S_3, zgodną wszelako z foliacjami starszymi ławic sąsiednich gnejsów łuseczkowych. Choć foliacje te różnią się oczywiście czasem rekrystalizacji wyznaczających je minerałów, to w aspekcie strukturalno-geometrycznym nie ma między nimi żadnych różnic, gdyż wszystkie podporządkowane są temu samemu planowi strukturalnemu, polegającemu na generalnej zgodności (poza przegubami fałdów) foliacji osiowych kolejnych zespołów fałdów.

FAZA D_4

Fałdy fazy D_4 to fałdy rozmiarów mezoskopowych, zawsze otwarte, z reguły o kącie zbieżności 90°, często asymetryczne. Fałdy te mają stromo lub pionowo nachylone osie i generalnie pionowe powierzchnie osiowe, biegnące południkowo (Fig. 12). Fałdowaniu F_4 nie towarzyszyła na ogół żadna rekrystalizacja metamorficzna, stąd brak jest w zasadzie mineralnej lineacji L_4. Pojawia się ona sporadycznie, bardzo lokalnie, w miejscach gdzie do takiej rekrystalizacji jednak doszło. Zarówno kształty fałdów F_4 (Fig. 13), jak i obecność pęknięć w ich powierzchniach osiowych, przy nikłości przeobrażeń metamorficznych zdają się wskazywać, że fałdowanie to odbywało się w warunkach sztywniejszych, bardziej kruchych, a mniej plastycznych, przy „zamrożeniu" zachodzących w poprzednich fazach procesów migmatytyzacji.

Wzdłuż subwertykalnych powierzchni osiowych S_4 intrudowały pegmatyty (Fig. 12). Są to różnej regularności żyły grubokrystalicznych skał o ubogim mineralogicznie składzie. Pegmatyty budowane są głównie przez zespół Q—Ksp—Plg—Msc—Bio, któremu akcesorycznie towarzyszą turmalin, granat i apatyt. Inne minerały notowane są sporadycznie (*cf.* Kryza, 1981). Pochodzenie tych pegmatytów wiąże Kryza (*op. cit.*) z intruzjami materiału uruchamianego podczas migmatytyzacji skał leżących głębiej, późniejszej niż migmatytyzacja gnejsów odsłoniętych dziś na powierzchni. Należy tu wszakże podkreślić, że intruzje pegmatytów następowały po migmatytyzacji M_3, ale przed powszechną homofanizacją skał w fazie D_5. Intrudując wykorzystywały one tensyjne szczeliny powstające wówczas w skałach sowiogórskich.

W obrazie mapy geologicznej fałdy F_4 są trudne do wyodrębnienia, wszelako mezoskopowe fałdy F_4 — choć niezbyt często — spotykane są prawie na całym

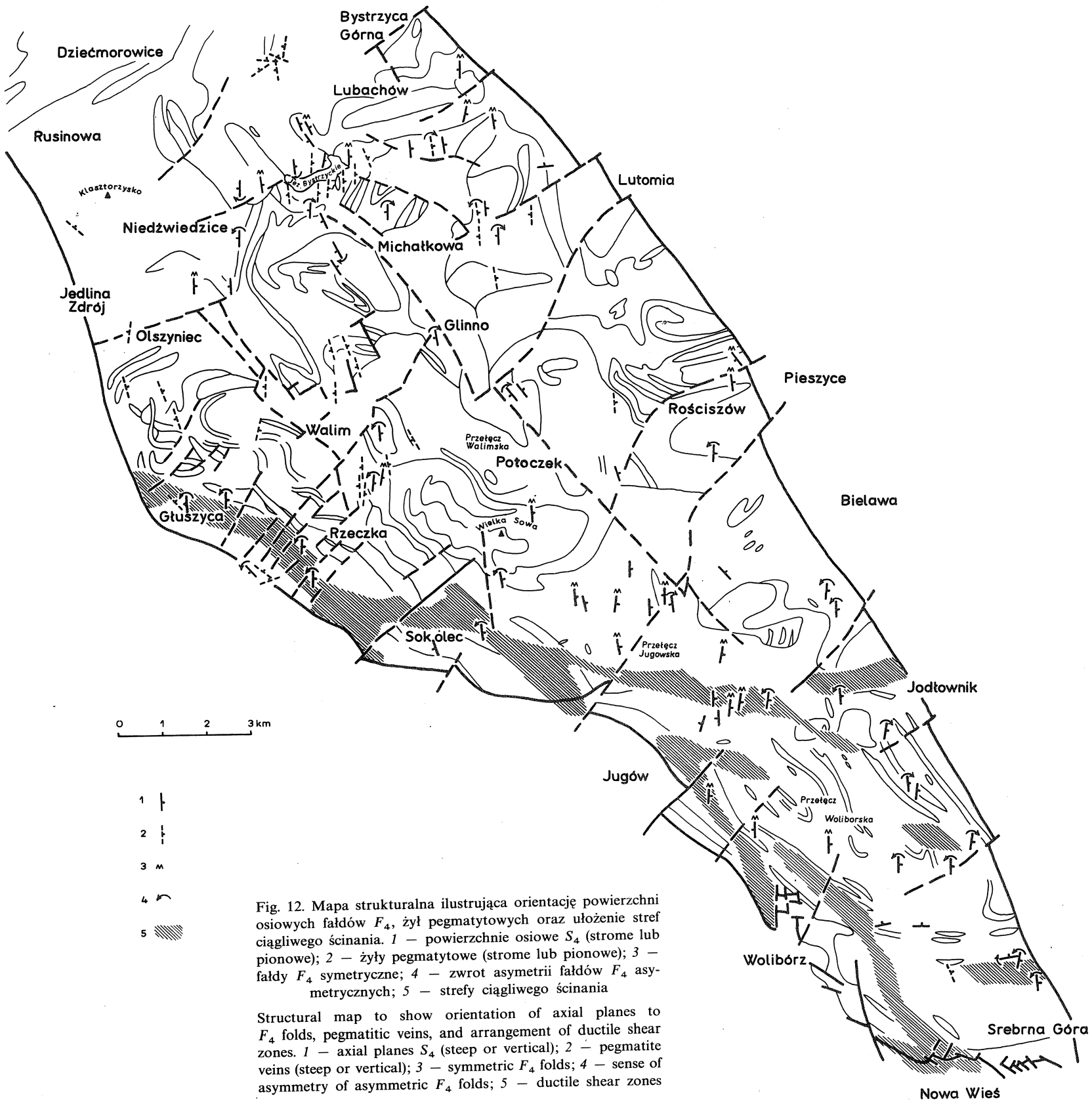


Fig. 12. Mapa strukturalna ilustrująca orientację powierzchni osiowych fałdów F_4, żył pegmatytowych oraz ułożenie stref ciągliwego ścinania. *1* — powierzchnie osiowe S_4 (strome lub pionowe); *2* — żyły pegmatytowe (strome lub pionowe); *3* — fałdy F_4 symetryczne; *4* — zwrot asymetrii fałdów F_4 asymetrycznych; *5* — strefy ciągliwego ścinania

Structural map to show orientation of axial planes to F_4 folds, pegmatitic veins, and arrangement of ductile shear zones. *1* — axial planes S_4 (steep or vertical); *2* — pegmatite veins (steep or vertical); *3* — symmetric F_4 folds; *4* — sense of asymmetry of asymmetric F_4 folds; *5* — ductile shear zones

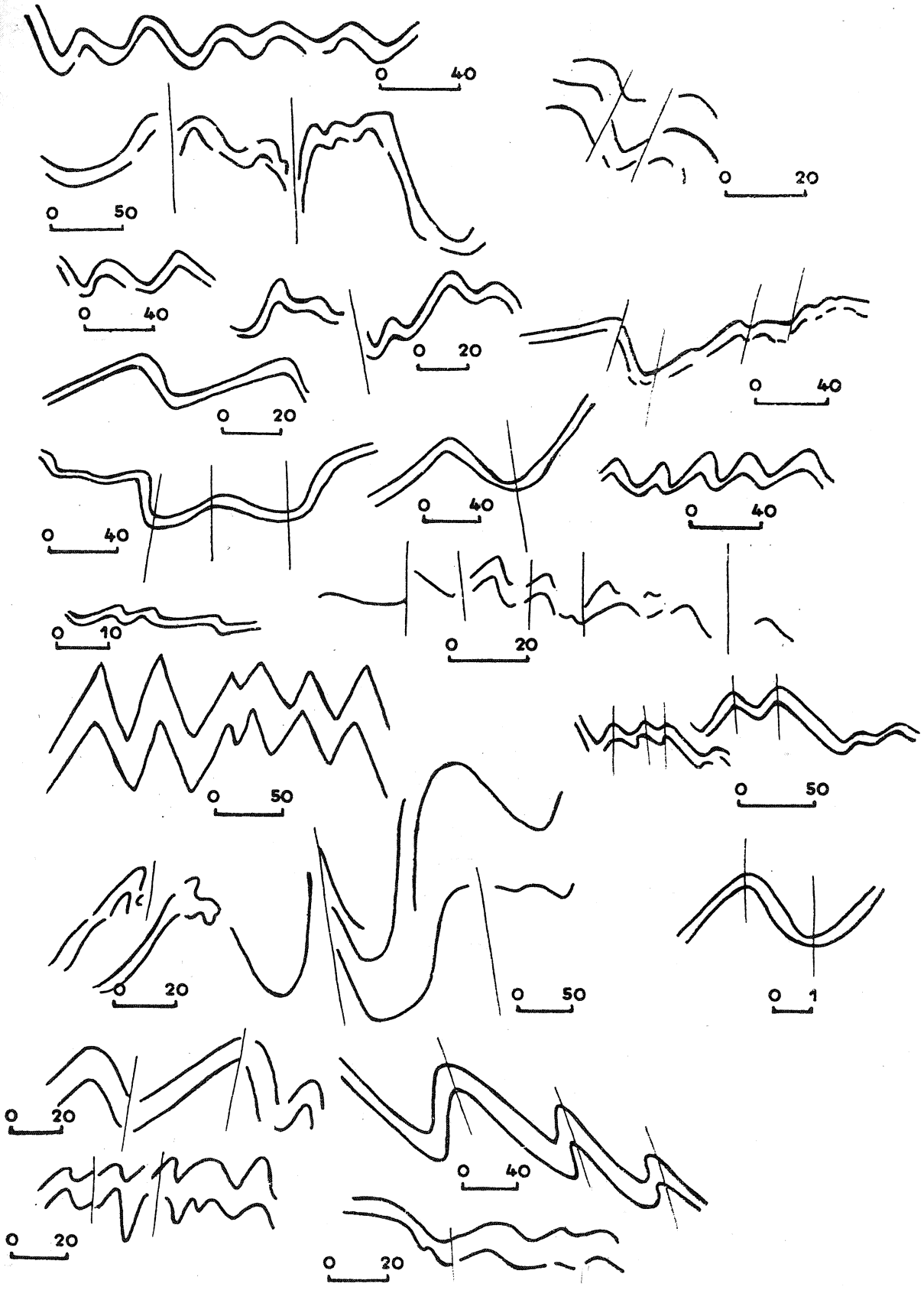


Fig. 13. Przykłady profili fałdów F_4. Skala liniowa w centymetrach

Profiles of F_4 folds. Scale bars in centimetres

obszarze Gór Sowich. Asymetria ich jest zmienna; gdy są symetryczne mają geometrię fałdów zygzakowatych lub łagodnie otwartych, zarówno koncentrycznych jak i symilarnych.

W większości przypadków, zgodnie lub prawie zgodnie z ich stromymi powierzchniami osiowymi S_4, pojawiają się owe otwarte, tensyjne pęknięcia. Bardzo często są one wykorzystywane przez wspomniane intruzje pegmatytów. Nie licząc nieregularnych, drobnych pegmatytów gniazdowych, związanych z przejawami migmatyzacji M_2 i M_3, praktycznie prawie wszystkie pegmatyty występujące w Górach Sowich mają taką właśnie pozycję — tworzą pionowe, południkowo biegnące żyły, często pojawiające się bez owego bezpośrednio widocznego związku z fałdami F_4. Niemniej jednak genetyczna zależność fałdów F_4 oraz pegmatytowych żył i tensyjnych spękań, poprzez stałość ich odniesienia do tych fałdów, wydaje się nie budzić wątpliwości.

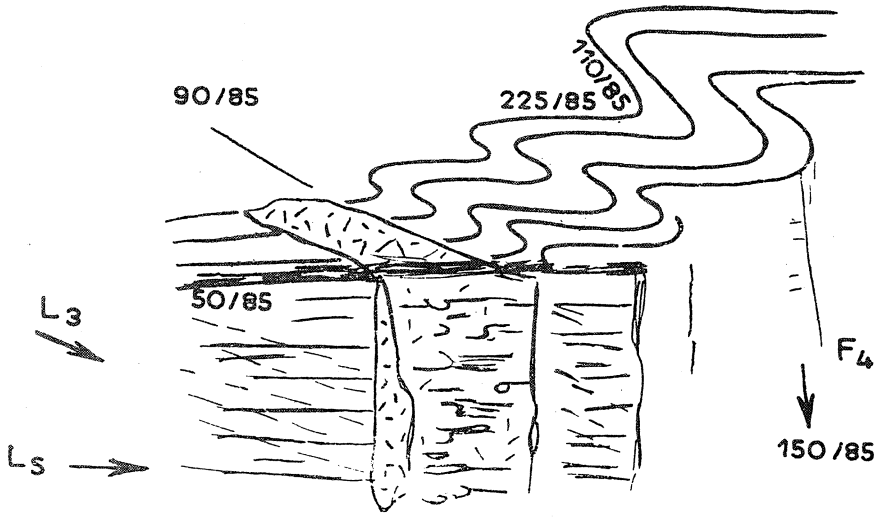


Fig. 14. Południkowa, pionowa (90/85) żyła pegmatytu równoległa do powierzchni osiowych S_4 stromo nachylonych fałdów F_4, przecięta przez NW—SE (50/85) biegnącą strefę ścinania, zgodną z dłuższymi skrzydłami fałdów F_4. Na powierzchniach ścięć w pegmatycie widoczna jest lineacja elongacyjna L_s, która na powierzchniach foliacji w skrzydle fałdu nakłada się na lineację rekrystalizacyjną L_3

Meridional, vertical (90/85) pegmatite vein parallel to S_4 axial planes of steeply plunging F_4 folds, dissected by a shear zone (50/85) striking NW—SE and following foliation in longer limbs of the F_4 folds. Stretching lineation L_s visible on shear surfaces in the pegmatite is printed over L_3 mineral lineation in foliation plane of the fold limb

W kilku miejscach zaobserwowałem, że takie osiowe żyły pegmatytu przecinane są skośnie przez równie strome, cienkie strefy ścinania o orientacji NW—SE. Ścinaniu temu towarzyszy wyraźnie rozwój lineacji elongacyjnej (Fig. 14). Pokrywa ona również powierzchnie foliacji w gnejsach, gdy kąt między strefą ścinania a tą foliacją nie jest duży, a także wtedy, gdy nie dostrzega się takiej strefy, a na foliacji mimo to pojawia się lineacja elongacyjna. Ostatnia obserwacja wskazuje, że naprężenia ścinające musiały zapewne rozładowywać się wzdłuż już istniejących w skale powierzchni anizotropii, czyli powierzchni dominującej foliacji.

Niekiedy komplementarnie do fałdów F_4 o południkowych powierzchniach

osiowych pojawiają się fałdy z równie stromymi osiami i z równoleżnikowo biegnącymi powierzchniami osiowymi.

Porównanie zależności asymetrii fałdów F_4 od ogólnej orientacji deformowanej przez nie foliacji pozwoliło stwierdzić, że lewostronna asymetria występuje tam, gdzie przed fałdowaniem F_4 foliacja ta biegła w kierunku NW—SE względnie N—S lub W—E, natomiast asymetria prawostronna pojawia się tam, gdzie foliacja biegła NE—SW lub W—E (Fig. 2, 6, 12).

Analiza podanych wyżej faktów umożliwia odczytanie układu naprężeń powodującego fałdowanie F_4 w Górach Sowich. Charakterystycznymi cechami tego układu była obecność równoleżnikowej tensji, dającej południkowe strome spękania tensyjne, a także działanie prawostronnego ścinania wzdłuż kierunku NW—SE. Biorąc pod uwagę stromość osi fałdów F_4, przyczyną powstania takiego układu naprężeń w kompleksie sowiogórskim musiało być działanie prawostronnie zorientowanej pary sił w płaszczyźnie poziomej, w kierunku NW—SE, względnie istnienie wielkoskalowego, prawostronnego prostego ścinania, zachodzącego według tegoż kierunku (lub WNW—ESE) w podłożu całego kompleksu sowiogórskiego. Wtedy podany układ naprężeń opisywałby rozwój struktur drugiego rzędu z obecnością sprzężonych ścięć Riedla — niskokątowego NW—SE i stromokątowego NE—SW, tensyjnych spękań N—S i kompresyjnych struktur W—E. W tego rodzaju układzie niskokątowy zespoł ścięć, zbliżony położeniem przestrzennym do foliacji, a przede

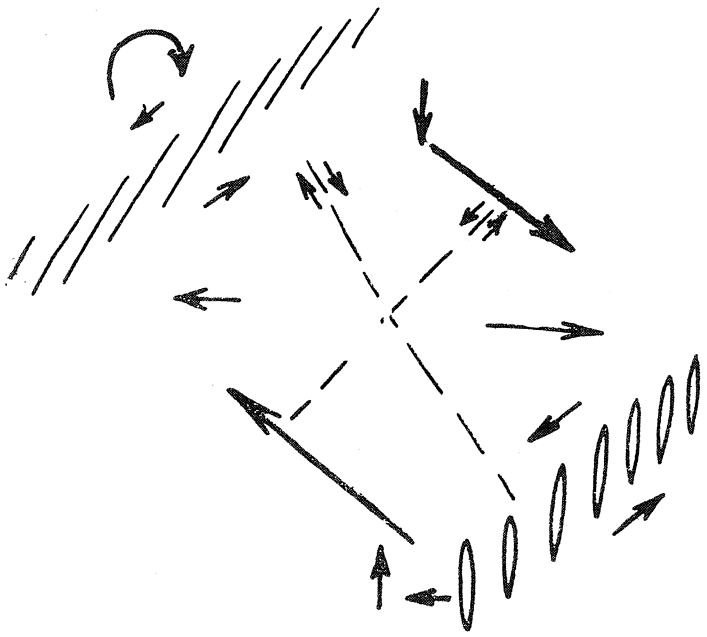


Fig. 15. Schemat orientacji pochodnych naprężeń, ścięć Riedla i szczelin otwartych w skałach kompleksu sowiogórskiego, wywołanych prawostronnym ruchem przesuwczym I rzędu w podłożu kompleksu gnejsowego

Scheme showing orientation of secondary stresses, Riedel shears, and open fissures produced in the Sowie Góry rocks by primary dextral simple shear due to horizontal movement of the basement blocks beneath the gneissic complex

wszystkim — jak zakładam — do kierunku działania ścinania pierwszego rzędu, musiał się rozwinąć lepiej niż zespół ścięć stromokątowych. Taką właśnie sytuację obserwuje się w Górach Sowich (Fig. 15).

Strefy ciągliwego ścinania i mylonityzacji

Co więcej, owa sytuacja kinematyczna okazała się w Górach Sowich bardzo brzemienna w skutki, gdyż doprowadziła dodatkowo do strefowego, niejednorodnego ustępowania naprężanych skał poślizgami wzdłuż NW—SE biegnących stromych powierzchni foliacji. W ten sposób wytworzył się tu szereg kulisowo ustawionych stref ścinania, odbijających swą pozycją prawostronną orientację ścinania pierwszego rzędu (Fig. 12, 15). Wzdłuż owych stref ścinania można obserwować zarówno mikro-, jak i megaskopowe objawy mylonityzacji skał sowiogórskich.

Od dawna już wiadomo było, że lokalnie gnejsy wykazują w Górach Sowich ślady deformacji kataklastycznej*. Najwięcej zkataklazowanych skał pojawia się przy południowo-zachodnim brzegu Gór Sowich. W swym studium tektoniki SW obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich Grocholski (1961) pisze o brekcjonowaniu, kataklazie, mylonityzacji i ultramylonityzacji gnejsów w tym rejonie, łącząc owe zjawiska z wielofazowymi uskokami na brzegu bloku i stwierdzając, że wcześniej powstałe strefy kataklazytów i mylonitów ulegają w następnych etapach brekcjonowaniu. Morawski (*fide* Grocholski, 1967) zauważył objawy nawet dwukrotnej kataklazy gnejsów z okolic Srebrnej Góry (Potok Węża), poprzedzającej brekcjonowanie, przy czym dwa etapy kataklazy rozdzielone są, według niego, okresem mikroklinizacji i blastezy potasowej. Grocholski (1961) zaś podaje, iż dostrzegł przejawy feldspatyzacji sodowej i potasowej pomiędzy dwiema deformacjami kataklastycznymi wzdłuż całej strefy brzeżnej gnejsów od Głuszycy po Srebrną Górę.

Pacholska (1978) poświęciła szczegółowe opracowanie brekcjom tektonicznym południowego krańca bloku sowiogórskiego. Doszła ona do przekonania, że brekcjonowanie gnejsów dokonało się u schyłku środkowego wizenu, głównie wzdłuż inwersyjnych uskoków NW—SE, w strefie szerokości około 3 km. Strefa ta rozwinąć się miała z fleksury, powstałej na obszarze wielokrotnie już czynnej — lecz przed brekcjonowaniem zabliźnionej — linii tektonicznej, mającej, między innymi, związek z uprzednią mylonityzacją gnejsów.

W trakcie mych badań stwierdziłem, że w południowo-wschodniej części Gór Sowich istnieje kilka stref, szerokich miejscami na kilkaset metrów, w których skały przejawiają mikrostruktury charakterystyczne dla mylonitycznego płynięcia. Strefy owe układają się generalnie w kierunku WNW—ESE, przecinając skośnie tak cały zrąb Gór Sowich, jak i ich południowo-zachodnią granicę (Fig. 12). Intensywność deformacji ścinających w tych strefach rośnie wyraźnie ku południowi. Tam też, być może, poza obszarem dzisiejszych Gór Sowich, znajdowała się w podłożu strefa prawostronnego ścinania I rzędu.

Stąd, w okolicach Srebrnej Góry, przejawy mylonityzacji są najsilniejsze, co w zasadzie jest dziełem przypadku, choć już nieprzypadkowo właśnie ten rejon został poddany potem późniejszemu brekcjonowaniu w czasie sztywnych ruchów pionowych, wynoszących szybko obecny zrąb Gór Sowich ku powierzchni. W każdym razie wydaje się, iż tak zorientowane strefy ciągliwego (ang. *ductile*) ścinania

* Deformacja kataklastyczna rozumiana jest tu jako każdy proces zmierzający do kruszenia, rozdrobnienia i pomniejszenia wymiarów ziarna mineralnego skały.

nie mogły ani wyznaczać, ani nawet predysponować, bez wątpienia od nich młodszej i niezależnej, obecnej granicy tego zrębu, stanowiącej tektoniczną granicę bloku sowiogórskiego z depresją śródsudecką. Poza sugestiami Bederkego (1934) co do gnejsowego podłoża karbonu niecki wałbrzyskiej brak jest odpowiednich danych wiertniczych i geofizycznych, które pozwalałyby na dokładne stwierdzenie czy w istocie — a jeśli tak, to w jakiej części — kompleks sowiogórski stanowi podłoże tejże depresji.

Gnejsy dotknięte ciągliwym ścinaniem pojawiają się i w innych częściach Gór Sowich. Grocholski (1967) w gnejsach graniczących z granulitem w Bystrzycy Górnej znalazł struktury zinterpretowane przez niego jako wydłużone, blastomylonityczne relikty, starsze od facji granulitowej. Rzeczywiście gnejsy w pobliżu wystąpień granulitów, a przede wszystkim same granulity, wykazują ślady znacznej deformacji ciągliwej, choćby przez obecność charakterystycznych wstęgowych ziarn kwarcu (*cf.* Żelaźniewicz, 1985). Efekty bardzo silnych odkształceń ciągliwych widoczne są także w gnejsach z okolic Złotego Lasu, Jugowic, Walimia oraz w pobliżu Bielawy i Jodłownika, choć — w przeciwieństwie do południowo-zachodniej krawędzi gór — trudno dostrzec tam istnienie jakichś większych i szerszych stref ścinania.

W strefach ścinania, występujących w SE Górach Sowich, o szerokości kilkudziesięciu do kilkuset metrów, wszystkie skały dotknięte są w mniejszym lub większym stopniu odkształceniem ciągliwym.

Fig. 16. Pasemka mylonityczne w gnejsie poddanym kataklastycznemu odkształceniu ciągliwemu
Mylonitic belts in gneiss subjected to cataclastic ductile deformation

W skali mikroskopowej odkształcenie to przejawia się obecnością wąskich pasemek mylonitycznych, tworzonych przez rozdrobnione ziarno mineralne, a to przez jakby sprasowane pakiety łyszczyków o różnej wielkości blaszek oraz przez drobnomozaikowy generalnie kwarc, względnie drobnoziarnisty agregat kwarcowo-skaleniowy (Fig. 16; Pl. I, II). Lokalnie w takich strefach pojawiają się minerały nieprzezroczyste (przede wszystkim ilmenit), częste są ziarenka mikroklinu lub myrmekit. Nierzadko skaleń potasowy — jeśli jest w poddanej ścinaniu skale — wyraźnie skupia się w pasemkach mylonitycznych, co niedwuznacznie wskazuje na jego mobilizację w czasie ścinania i syn- lub postkinematyczną krystalizację.

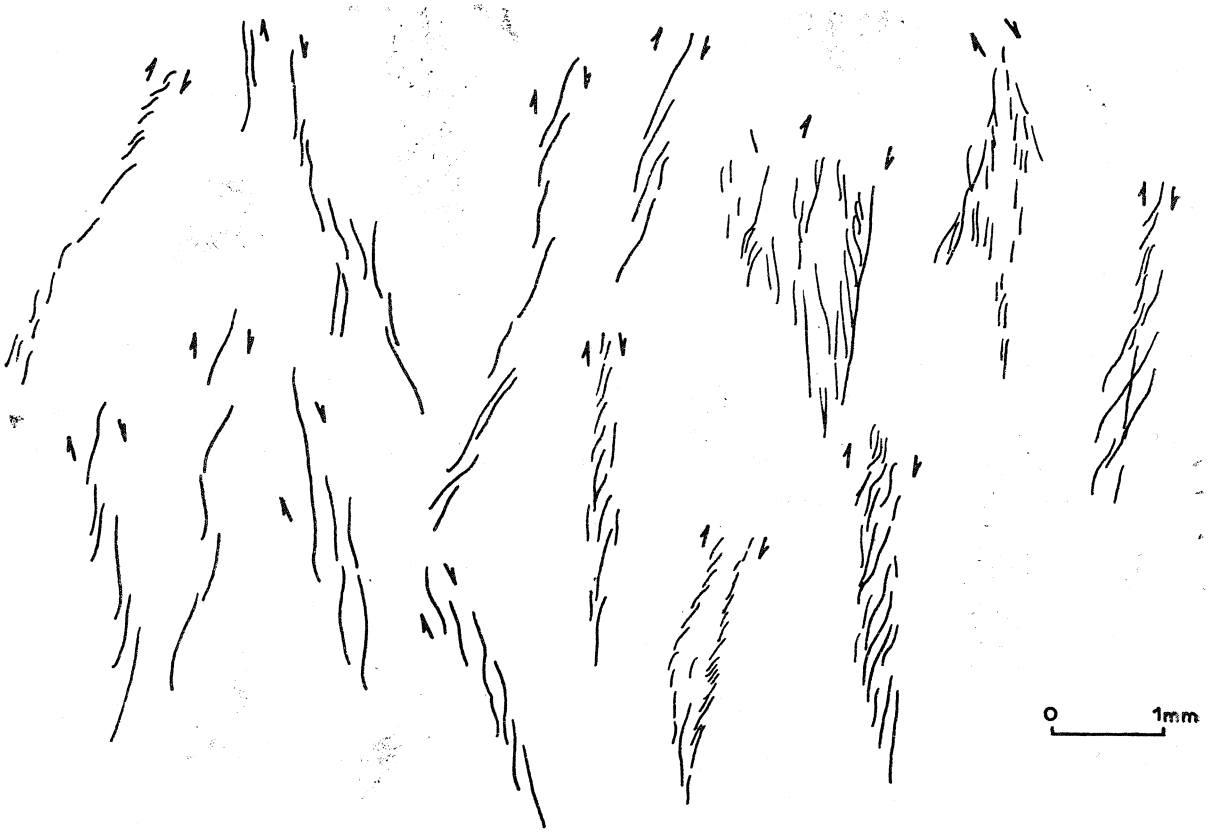


Fig. 17. Przykłady ułożenia prawoskrętnych szeregów kulisowych mikroskopowych pasemek mylonitycznych

Examples of arrangement of dextral en echelon zones of microscopic mylonite belts

Szerokość owych mylonitycznych pasemek jest różna, od 0,01 mm do nawet 2,0 mm; ich długość waha się od kilku do kilkudziesięciu milimetrów, a odległość między sąsiednimi pasemkami zmienia się zależnie od intensywności deformacji, wynosząc przeważnie kilka milimetrów. Pasemka mylonityczne przecinają skałę w różny sposób (Fig. 17), ale zazwyczaj są one ułożone kulisowo. W przypadku pojedynczego pasemka z takiego kulisowego układu stosunek ich długości do szerokości jest rzędu kilkuset, a rozpoznawalne przemieszczenia wzdłuż nich rzędu 0,05—1,5 mm. Wielkość przesunięcia można odczytać tylko wtedy, gdy istnieją jakieś punkty odniesienia, np. starsze żyłki skośne do powierzchni ruchu, przemieszczane fragmenty jednego porfiroklastu itd. Przyjmując przeciętny rozstęp pasemek 0,1 mm, należy oczekiwać, że w strefie ścinania o szerokości 100 m jest ich około 10 000. Jeśli wzdłuż każdego z nich doszło do ciągliwego przemieszczenia rzędu 0,1 mm, to sumaryczne przesunięcie wzdłuż takiej strefy wyniosłoby około 10 m. Gdy jednak gęstość pasemek, jak to się dzieje w silniej deformowanych partiach, będzie stukrotnie większa (odstępy 0,01 mm), to odległość transportu może wzrosnąć do 1 km, a nawet do 10 km przy indywidualnych przesunięciach wielkości 1 mm. Podane liczby nie prezentują, co prawda, konkretnych ustaleń dla stref ścinania w Górach Sowich, gdyż tego nie udało mi się dokonać, ale orientują jednakże jakiego rzędu translacja może tu wchodzić w grę.

Kataklastyczne płynięcie skały (flukcja) dokonywało się wzdłuż, dominującej w znacznej części SE Gór Sowich, złożonej, transpozycyjnej foliacji S_3. Świadczą o tym liczne przykłady, zarówno mega- jak i mikroskopowe, mówiące, iż fałdki F_3 dotknięte były ścinaniem równoległym do ich powierzchni osiowych S_3. Wzdłuż owej foliacji układają się wspominane powyżej mylonityczne pasemka, wstęgowe ziarna kwarcu lub sprasowane mocno koncentracje łyszczyków. Obserwacje takie

sugerowałyby, że osiowa mylonityzacja stanowiła dalszy przejaw deformacji skał w fazie D_3. Takie też początkowo było i moje przypuszczenie, wyprowadzone na podstawie badań w rejonie Głuszycy. Wszelako w wielu miejscach środkowych i południowo-wschodnich Gór Sowich można dostrzec, że ścinanie to nakładało się na skały już po fałdowaniu F_4 (por. Fig. 14).

Brak objawów ciągliwego ścinania w gnejsach homofanicznych wskazuje, że jest ono starsze od homofanizacji związanej z fazą D_5. Dobrym przykładem są tu gnejsy aplitoidowe, których leukogranitowe czy pegmatytowe odmiany powstały wskutek mobilizacji kwarcu i skalenia potasowego w okresie M_3. Skały obu odmian notują wyraźne ślady ciągliwego ścinania, nie zaznaczającego się w pobliskich gnejsach homofanicznych.

Nie oznacza to oczywiście, że homofanizowane gnejsy nie wykazują przejawów deformacji kataklastycznej. Spotykane w nich zjawiska kataklazy dotykają wszelako znacznie już pogrubione ziarno skały. Przejawiają się one ciągliwą deformacją kwarcu, tworzącego wydłużone ziarna, silnie spłaszczane pomiędzy okrągławymi i bardziej kruchymi skaleniami, załomowaniem dużych blaszek łyszczyków oraz wyginaniem i uskokowaniem lamelek bliźniaczych w dużych blastach plagioklazu. Są to procesy ograniczone jednak wyłącznie do takiej homofanizowanej skały, a związane z różnicami w podatności skaleni i kwarcu na odkształcanie oraz z reakcją na brak miejsca w pogrubiającej swe ziarno skale.

Generalnie zarówno mega-, jak i mikroskopowe obserwacje wskazują, że grubiej ziarniste gnejsy, czy też tylko ich grubiej ziarniste warstwy dużo łatwiej ulegały na ogół ciągliwemu ścinaniu niż skały drobnoziarniste. Zależało to także od ilości łyszczyków w skale. Przy większej zawartości minerałów blaszkowych naprężenie może rozładować się, nawet w całości, poślizgami wzdłuż powierzchni ich łupliwości podstawowej (001) w ogóle lub prawie w ogóle nie dotykając innych minerałów, nawet kwarcu.

O ścięciowym charakterze deformacji, odbywającej się po fałdowaniu F_4, a przed homofanizacją M_5, informuje tak kulisowe ustawienie pasemek mylonitycznych, jak i S-kształtne fragmenty foliacji zamknięte pomiędzy dwoma sąsiednimi pasemkami, czyli dwiema sąsiednimi powierzchniami ruchu wzdłuż foliacji, który w ogromnej większości przypadków wykazywał zwrot prawostronny.

Poszczególne pasemka mylonityczne mogą się różnić między sobą szczegółami wewnętrznej budowy. Oto kwarc może być wykształcony jako:

(1) długie, spłaszczone wstęgowe ziarna albo wygaszające spokojnie bez żadnych śladów odkształcenia, albo z odkształceniem widocznym w postaci niejednorodnego wygaszania światła i podziału na podziarna o charakterze nieregularnej mozaiki lub „drzazg" zorientowanych kierunkowo, zwykle pod kątem około 30° do powierzchni kataklastycznej foliacji;

(2) długie wstęgi kwarcu silnie zmielonego i zrekrystalizowanego statycznie na drobną poligonalną mozaikę ziarn bez śladów odkształceń, w której mogą niekiedy tkwić sporadyczne porfiroklasty plagioklazu;

(3) drobnoziarnista mozaika przepleciona rozdrobnionymi strzępkami łyszczyków;

(4) kombinacja trzech wymienionych typów.

Kwarcowe ziarna, wyznaczające kataklastyczną foliację, czy to w postaci drobnej mozaiki, czy to długich drzazgowatych wstęg, często opływają widoczne w skale porfiroklasty. Z reguły owa kataklastyczna foliacja podkreślana jest także przez łyszczyki.

Porfiroklasty to ziarna bardziej na deformację odporne, przede wszystkim plagioklazu, ale także kwarcu, skalenia potasowego, muskowitu czy biotytu. Nierzadko w roli jakby polimineralnych porfiroklastów występują słabo zdeformowane partie skały, otaczane przez kataklastyczną foliację w taki sam sposób, jak właściwe porfiroklasty. Część porfiroklastów ma charakterystyczne rombowe kształty, inne są okrągławe, jeszcze inne wyciągnięte i niekiedy zrekrystalizowane jako drobna mozaika poligonalnych ziarn lub podziarn (Pl. II: 1—3, 5). Brzegi wielu z tych porfiroklastów wykazują zgranulowanie i rozdrobnienie zgodne z mylonityczną foliacją (Fig. 16; Pl. I: 1—2). Jednocześnie bywają one spękane i porozsuwane. W takie tensyjne szczelinki wnika zabliźniając je albo kwarc, albo skaleń potasowy (Pl. II: 4).

Drugim, poza kwarcem, istotnym składnikiem pasemek mylonitycznych są sprasowane pakiety łyszczyków. Blaszki ich ułożone są zawsze równolegle do powierzchni przemieszczeń i mocno ściśnięte, co uwydatnia mylonityczną foliację (Pl. I, II). Bardzo często podkreślana jest ona jeszcze dodatkowym rozdrobnieniem blaszek łyszczyków na drobniutkie strzępki, o dość niskich zazwyczaj barwach interferencyjnych. Koncentracje minerałów nieprzezroczystych w pasemkach mylonitycznych sugerują, że dokonuje się tu rozpad biotytu z wydzieleniem minerałów rudnych i tworzeniem wtórnego, w części przynajmniej serycytowego, agregatu. Biotyt w takich pasemkach dość chętnie ulega przeobrażeniu w chloryt. Oczywiście w wielu miejscach do takiego rozdrabniania w ogóle nie dochodzi, gdyż — jak już wspominałem — rodzące się w skale naprężenia rozładowywane są translacją wzdłuż powierzchni łupliwości podstawowej łyszczykowych blaszek.

Podeformacyjna rekrystalizacja powodowała nie tylko wzrost nowych ziarn kwarcu, ale także i muskowitu. Należy podkreślić, że tylko te dwa minerały, niekiedy wraz ze skaleniem potasowym, pojawiają się jako nowe, pościęciowe składniki więźby skały. Mikroskopowe obserwacje pokazują, że jasny łyszczyk, o cechach optycznych fengitu, wyraźnie niezależny od wspomnianych łyszczykowych strzępków w mylonitycznych pasemkach, chętnie posttektonicznie w takich pasemkach wyrasta, a nieraz pojawia się tam już i syntektonicznie. Świadczą o tym mikrofałdki załomowe w niektórych blaszkach, gdzie powierzchnie załomowe stanowią przedłużenie lub zgoła fragmenty powierzchni translacji. Z reguły mikrozałomki rozwijają się w blaszkach istniejących wcześniej i tylko mechanicznie zmuszanych do równoległego ułożenia się z biotytem w strefach przemieszczeń. W innych przypadkach wszakże mikrozałomowanie łyszczyków, zwłaszcza nowo rosnącego muskowitu, wyraźnie jest związane z powiększającym się niedoborem przestrzeni.

Opisane zjawisko blastezy muskowitu w strefach ścinającego ruchu uwydatnia się znakomicie w skałach z syllimanitem, gdzie krzemian ten ulega hydratyzacji i w obecności potasu przeradza się w ów jasny łyszczyk. Ten wtórny proces, podobnie jak obecność myrmekitu, nowotworów skalenia potasowego czy właśnie muskowitu, zdaje się dowodzić ruchliwości potasu w ciągliwie mylonityzowanych ścięciowych strefach południowo-wschodnich Gór Sowich.

Jednocześnie w gnejsach okolic Jodłownika pojawia się fibrolit, rosnący w strefach ciągliwej deformacji przede wszystkim kosztem rozdrobnionego uprzednio muskowitu. Fibrolitowe warkocze są ułożone kulisowo i wyraźnie przestrzennie ograniczone tylko do tych stref. Prawoskrętna orientacja kulis wskazuje na tę samą przyczynę sprawczą, co w innych częściach Gór Sowich, wszelako w momencie deformacji, przynajmniej w miejscach wzrostu tego fibrolitu temperatura musiała być tu podwyższona — być może wskutek ścinania. Powodem reakcji Msc+Q mogło być właśnie znaczne rozdrobnienie ziarn obu minerałów, ułatwiające ich

rozpuszczenie w akwatycznym filmie międzyziarnowym. W każdym razie na pewno lokalnie działający powód wpłynął na zgoła odmienny kierunek przeobrażeń i reakcji metamorficznych, niż się to powszechnie obserwuje w gnejsach sowiogórskich.

Znaczenie tej obserwacji jest warte podkreślenia, gdyż pozwala uzmysłowić sobie jak dalece — mimo pozorów — niejednolite w szczegółach są warunki, w jakich dany kompleks skalny ulega tektonometamorficznym procesom, i jak na obszarze należącym — według minerałów typomorficznych — do jednej facji czy zony metamorficznej skały mogą ulegać różnym, wydawałoby się nawet przeciwstawnym, przeobrażeniom.

Istotną cechą stref ścinania jest wspominana już obecność objawów równoczesnego rozciągania deformowanych skał. Rozciąganie to przejawia się, między innymi, istnieniem tensyjnych szczelinek w porfiroklastach lub też spękań przecinających większe (na skalę szlifu mikroskopowego) partie skały, a także obecnością lineacji elongacyjnej. Lineacja ta na powierzchniach foliacji zaciera lineację L_3 i albo jest z nią zgodna, albo skośna pod różnymi kątami (Fig. 14). Mikrospękania tensyjne są do owej lineacji prostopadłe, co dodatkowo podkreśla wzajemny związek obu struktur. Elongacyjna lineacja widoczna jest tylko w skałach przecinanych przez wyznaczone przeze mnie strefy ciągliwego ścinania (Fig. 12). Reprezentuje ona najprawdopodobniej kierunek przemieszczeń w czasie ścinania, czyli wyznacza oś X transportu tektonicznego, zgodną lub ułożoną pod pewnym kątem do osi X elipsoidy odkształceń.

Zabliźnianie takich drobniutkich tensyjnych pęknięć przez kwarc bądź skaleń potasowy świadczy o ciągle dużej aktywności tych składników i ich obecności w roztworach krążących w skale w czasie, kiedy kompleks sowiogórski poddawany był ścinaniu w fazie D_4.

W silnie zmylonityzowanych gnejsach koło Srebrnej Góry powierzchnie mylonitycznej foliacji splatają się w szczególny sposób, tworząc charakterystyczne mono- lub polimineralne, rombowe lub okrągławe porfiroklasty (Pl. II: 2—3) i nadając skale teksturę przypominającą pień sigillarii. Im silniejsza defomacja, tym oka te są bardziej spłaszczone (Pl. II: 1). Ich dłuższy wymiar zgodny jest z główną foliacją skały.

W mniej intensywnie deformowanych skałach widać, że takie rombowe oka pochodzą z przecinania się dwóch mylonitycznych foliacji, z których jedna zgodna jest z foliacją główną, a druga reprezentuje kierunek nowego ścinania, nałożonego z reguły pod kątem 30—35° (Fig. 18). Zwrot ruchów wzdłuż obu foliacji jest prawostronny. Oznacza to, że rozwój owego nałożonego ścinania odbywał się pod wpływem działania tej samej pary sił, która powodowała translację równolegle do powierzchni foliacji głównej. Uniemożliwienie translacji lub zahamowanie takiego odkształcenia przez płynięcie kataklastyczne prowadziło do fałdowania powierzchni foliacji w asymetryczne fałdki, a po przekroczeniu wytrzymałości na ścinanie dalsza deformacja odbywała się przez rozwój powierzchni ścinania w nowym kierunku, odpowiadającym powierzchniom osiowym owych fałdków (Fig. 19).

Również i wzdłuż tego kierunku dochodziło do mylonityzacji, niekiedy nawet wyraźniejszej niż po foliacji głównej, dzięki pojawianiu się grubych stref rozmielenia i rozdrobnienia łyszczykowych strzępków. Generalnie istnieją zatem dwie mylonityczne foliacje, widoczne tym lepiej, im bardziej skała ulegała ciągliwej deformacji mylonitycznej. Wzrost intensywności tej deformacji prowadził do zmniejszania się kąta dwuściennego między obiema foliacjami. W ten sposób rozwija się

charakterystyczny układ foliacji splatających się (ang. *anastomosing*), świadczący właśnie o znacznej intensywności postępującej deformacji (*cf.* Mitra, 1979; Bell, 1981).

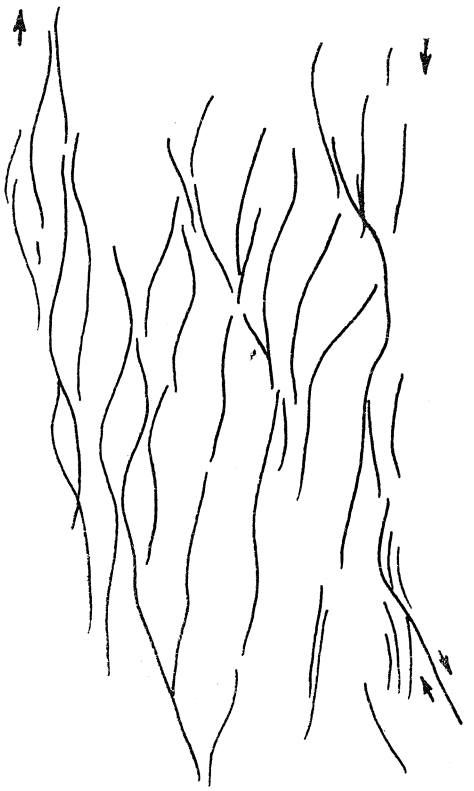


Fig. 18. Charakterystyczny układ dwóch zespołów foliacji mylonitycznej
Characteristic pattern of two sets of mylonitic foliation

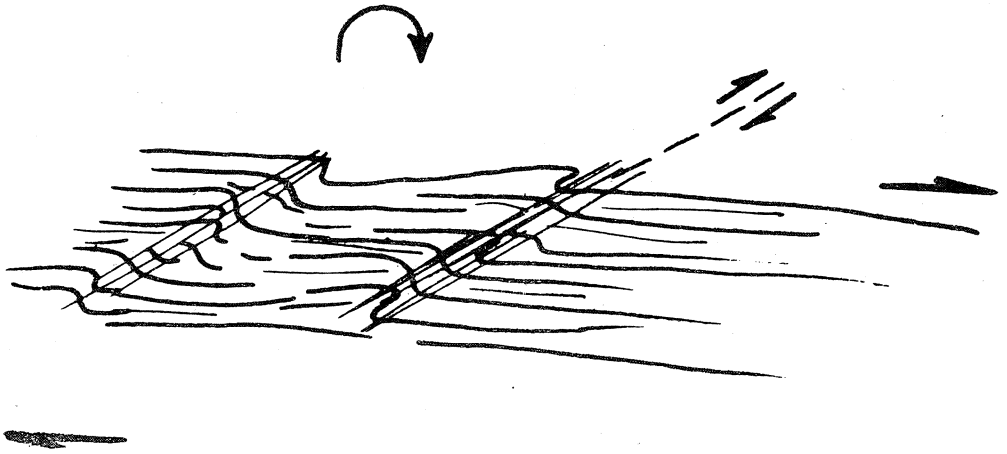


Fig. 19. Odkształcenia wynikające z prawostronnych przemieszczeń wzdłuż powierzchni głównej foliacji mylonitycznej
Secondary deformation produced by dextral movement on planes of main mylonitic foliation

Taki układ powierzchni ścięciowych przemieszczeń mógł być spowodowany działaniem prostego ścinania w miarę postępowania odkształcenia. Stąd najpierw przy słabej deformacji tworzą się drobne, kulisowo ustawione pasemka mylonityczne,

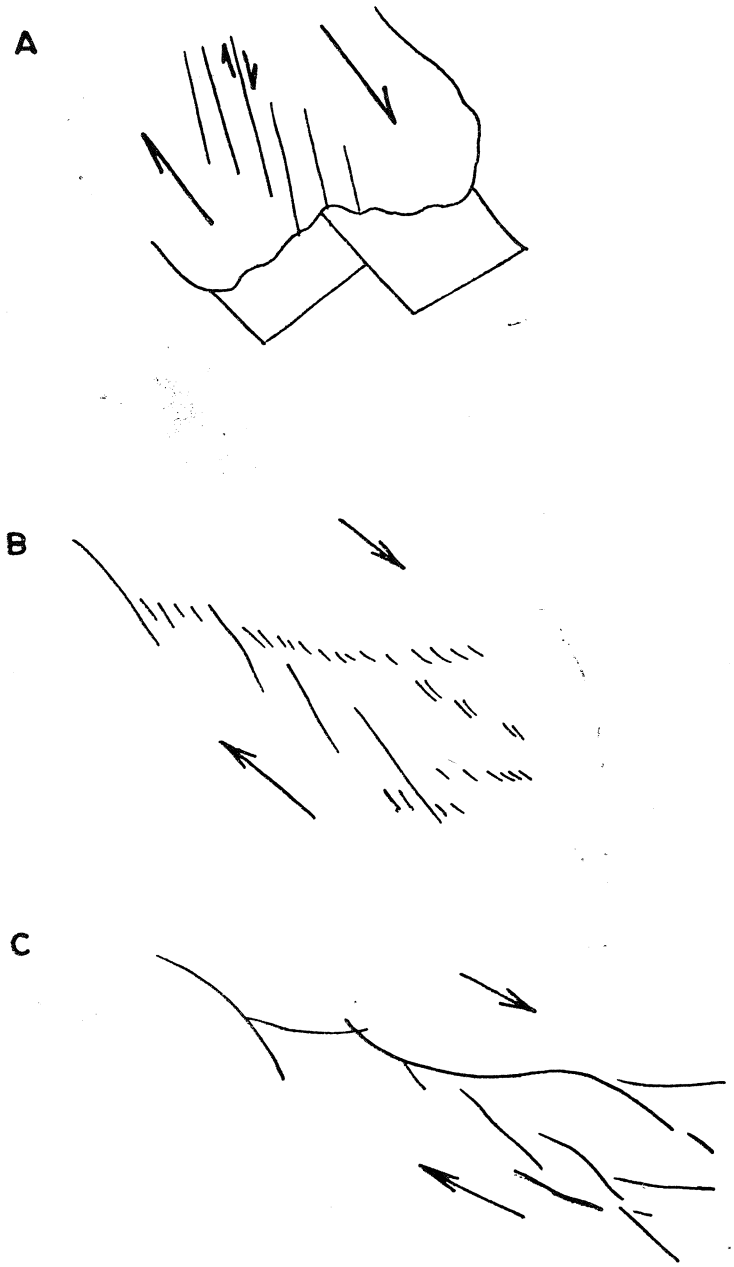


Fig. 20. Układ ścięć w strefach ciągliwego ścinania w Górach Sowich. *A* — Schemat klasycznego doświadczenia Riedla. Prawostronne przemieszczenia przesuwcze w podłożu kompleksu sowiogórskiego wywołują ścinanie pochodne w skałach kompleksu. *B* — kulisowe ułożenie prawostronnych ścięć w Górach Sowich (*cf.* Fig. 12). *C* — podobieństwo układu ścięć rozpoznanych w Górach Sowich do obrazu struktur uzyskiwanych w zaawansowanych stadiach eksperymentu Riedla oraz do obrazu struktur charakteryzujących strefy ścinania różnej wielkości, analizowane przez Tchalenko (1970)

Arrangement of ductile shear zones in the Góry Sowie. *A* — scheme of classical Riedel's experiment. Dextral movements of basement blocks beneath the Sowie Góry complex produce Riedel shears in rocks of the gneissic complex. *B* — *en echelon* pattern of shears on the Góry Sowie (*cf.* Fig. 12). *C* — similarities of shear zones recognized in the Góry Sowie to the structures appearing in advanced stages of the Riedel experiment and to structures characterizing shear zones of different magnitudes, analysed by Tchalenko (1970)

w stosunkowo dużej od siebie odległości (0,5—2,0 cm). Przy silniejszej deformacji, gdy naprężenia nie mogą już rozładować się w całości w ruchu wzdłuż kulisowych pasemek, dochodzi do powstawania nowych powierzchni ścinania, zorientowanych początkowo pod kątem około 30° w stosunku do głównej, pierwotnej powierzchni ruchu. W miarę wzrostu deformacji przybywa nowych powierzchni ścinania wzdłuż obu kierunków, odległości między nimi zmniejszają się i kąty między nimi maleją tak, iż osiągają one prawie równoległość.

Jest rzeczą godną podkreślenia, że obserwowany mikroskopowy obraz splatających się foliacji mylonitycznych jest bardzo podobny do makroskopowego rozkładu stref ścinania przedstawionego na mapie (Fig. 12, 20), podobnie zresztą jak identyczna też wydaje się historia deformacji, której wyrazem jest pojawianie się owych stref.

Rozwój opisanych wyżej struktur odbył się przypuszczalnie pod wpływem kinematycznego układu przedstawionego na Fig. 15. Zasadniczą implikacją wynikającą z tej interpretacji jest działanie prawostronnego ścinania pierwszego rzędu w podłożu kompleksu sowiogórskiego, w którym rodzą się w tym czasie (D_4) naprężenia, prowadzące do odkształceń identycznych z tymi, jakie powstają w klasycznym eksperymencie Reidla (Fig. 20).

Mimo iż ciągliwe ścinanie D_4 w granicach podanych na mapie stref (Fig. 12) jest powszechne i penetratywne, to fałdy mezoskopowe fazy D_4 obserwuje się stosunkowo rzadko. Wyglądałoby na to, że rozwijają się one w takich warunkach, kiedy ustąpienie nie może już dalej, czy też w ogóle nie odbywa się przez poślizg po foliacji jako powierzchniach ścięcia. Działająca ogólnie para sił w płaszczyźnie poziomej, wspomagana niehomogeniczną kompresją drugiego rzędu, prowadziła wtedy do fałdowania.

Powstające lokalnie fałdy F_4 miały różną asymetrię, zależną — jak już wspominałem (s. 229) — do ustawienia foliacji przed fazą D_4 (Fig. 21).

W południowo-wschodnich Górach Sowich, gdzie rozwinęły się strefy ciągliwego ścinania, a foliacja biegnie ogólnie w kierunku NW—SE (Fig. 6, 12) brak

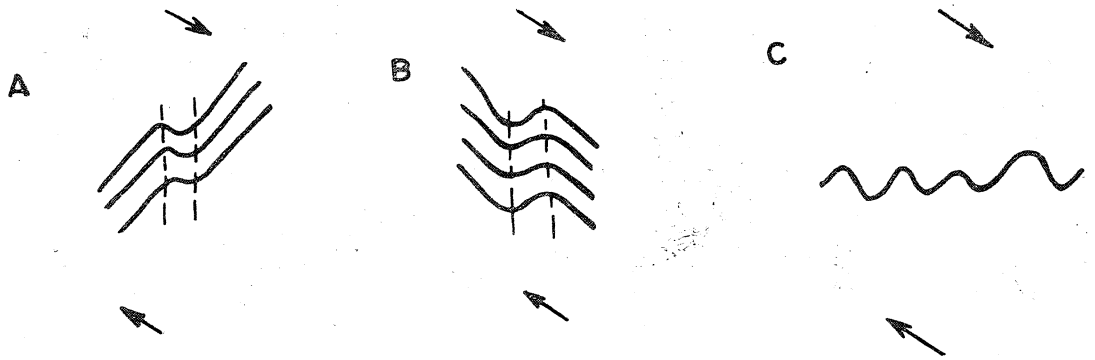


Fig. 21. Wpływ pozycji foliacji sprzed fazy D_4 na zwrot asymetrii fałdów F_4, powstających jako struktury pochodne prawostronnej pary sił działającej w płaszczyźnie poziomej. Objaśnienia w tekście

Bearing of arrangement of foliation planes before D_4 on sense of asymmetry of F_4 folds developing as secondary structures due to operation of primary, horizontal, dextral couple. Explanations in the text

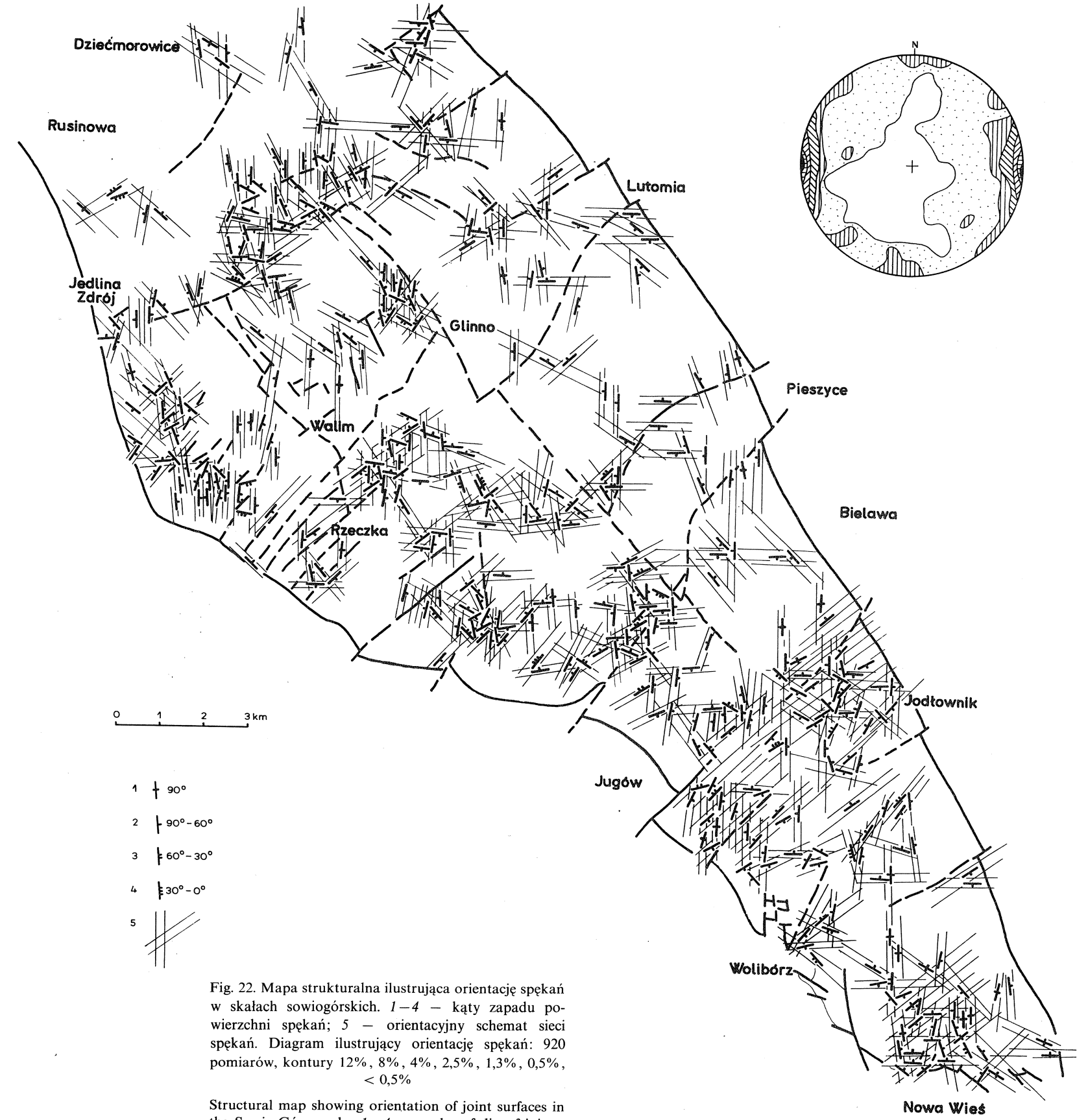


Fig. 22. Mapa strukturalna ilustrująca orientację spękań w skałach sowiogórskich. *1—4* — kąty zapadu powierzchni spękań; *5* — orientacyjny schemat sieci spękań. Diagram ilustrujący orientację spękań: 920 pomiarów, kontury 12%, 8%, 4%, 2,5%, 1,3%, 0,5%, < 0,5%

Structural map showing orientation of joint surfaces in the Sowie Góry rocks. *1—4* — angles of dip of joints; *5* — scheme of joint sets pattern. Stereogram showing orientation of joints: 920 measurements, contours at 12%, 8%, 4%, 2.5%, 1.3%, 0.5%, < 0.5%

jest też zupełnie mezoskopowych spękań tensyjnych i żył pegmatytów, które są względnie obfite poza tym rejonem, na pozostałym obszarze Gór Sowich, gdzie foliacja układa się głównie równoleżnikowo, tworząc duży kąt z kierunkiem domniemanej południkowej kompresji (Fig. 12, 15).

Znaczącym faktem jest współwystępowanie i wyraźna strukturalna współzależność mezofałdów F_4 o stromych lub pionowych osiach i najczęściej N—S biegnących stromych powierzchniach osiowych S_4 z tensyjnymi spękaniami zabliźnianymi żyłami pegmatytów o tejże również orientacji, a więc zgodnych z tymi powierzchniami. Jest to sytuacja dość niecodzienna, gdyż w przypadku zwykłych fałdów ze ściskania spękań tensyjnych należałoby się spodziewać w kierunku prostopadłym do ich osi. Fałdy F_4 mają natomiast osie znajdujące się w płaszczyźnie działania kompresji. Dla ich powstania konieczne zatem było współdziałanie z ową kompresją także i pary sił w płaszczyźnie poziomej. Biorąc pod uwagę reżim przesuwczy, tworzony przez prawoskrętną parę sił pierwszego rzędu, w którym rozwijały się omawiane strefy ciągliwego ścinania, można spodziewać się, iż poza nimi mamy do czynienia z kompensowaniem ruchu przesuwczego przez owo fałdowanie — stąd dziwne nieco kształty powstających wtedy fałdów (por. Fig. 13).

Tak więc przy foliacji biegnącej ogólnie w kierunku NW—SE dochodziło przede wszystkim do ciągliwego ścinania i przesuwczych przemieszczeń, natomiast na obszarze o dominującym ustawieniu foliacji w kierunku NE—SW, a zwłaszcza równoleżnikowym, dochodziło do kompensacyjnego rozwoju fałdów z pionowymi generalnie osiami i powierzchniami osiowymi oraz do tworzenia się otwartych dla pegmatytów spękań tensyjnych o biegu N—S.

Kompensacja odbywała się poprzez tworzenie struktur w skali mezoskopowej, w tej samej zatem, w jakiej zachodziły rozpoznawalne zniszczenia w strefach ciągliwego ścinania i mylonityzacji. Przypuszczalnie też dlatego deformacja D_4 nie wytworzyła żadnych fałdowych struktur makroskopowych, a w każdym razie takich, które zostałyby czytelnie odnotowane na mapie geologicznej.

Jeszcze inne znaczenie fazy D_4 dla kompleksu sowiogórskiego wiąże się ze spękaniami. Strome zapady i południkowe biegi charakterystyczne są bowiem nie tylko dla powierzchni osiowych S_4 czy żył pegmatytów, ale także dla większości spękań zanotowanych przez krystaliczne skały tego kompleksu (Fig. 22). Wśród kilku zaznaczających się tu zespołów stromych zazwyczaj spękań, o zmiennym zresztą rozprzestrzenieniu, tylko spękania południkowe występują równomiernie na całym obszarze Gór Sowich. Spękania te są raczej nieregularne i przeważnie krótkie, ich ściany są z reguły nierówne, pozbawione zadziorów i rys ślizgowych. Cechy te wskazują na ich przypuszczalnie tensyjne pochodzenie. Uderzająca przestrzenna zgodność spękań z powierzchniami osiowymi fałdów F_4 i żyłami pegmatytów (Fig. 12, 22) zdaje się sugerować, że ogromna ich większość została założona jeszcze w fazie D_4, w panującym wtedy układzie naprężeń związanym z prawoskrętnym reżimem przesuwczym pierwszego rzędu (Fig. 15).

Część z tych spękań ujawniła się od razu, rozsuwając się i dając drogę pegmatytowym intruzjom. Zdecydowana większość ujawniła się jednak później, po fazie D_5, już w okresie odprężenia związanego z ogólnym podnoszeniem się tektogenu

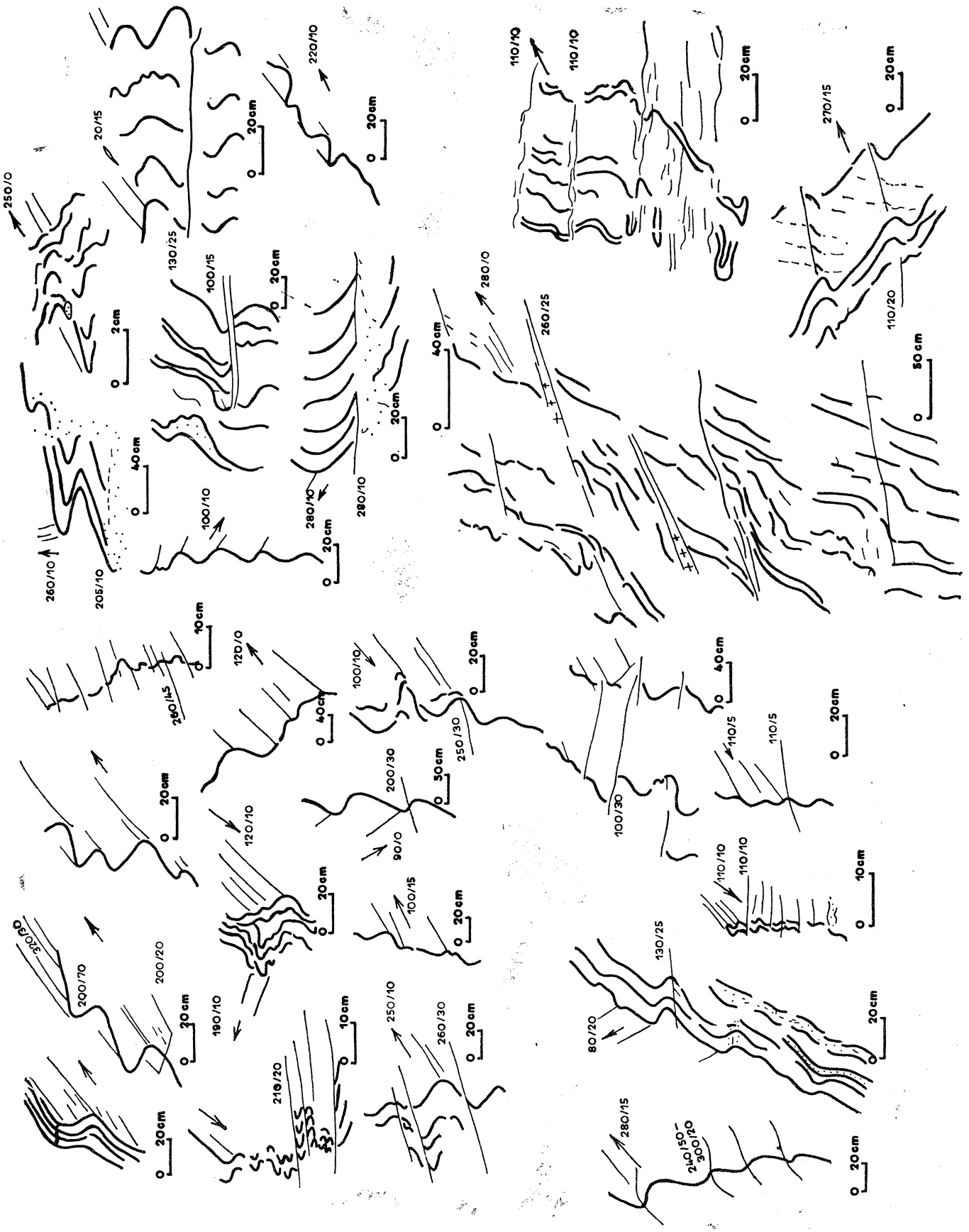


Fig. 23. Przykłady mezofałdów F_5, z podaniem orientacji ich osi i powierzchni osiowych

Examples of F_5 mesoscopic folds, with shown orientation of their axes and axial planes

Fig 24. Mapa strukturalna ilustrująca orientację osi fałdów F_5 i lineacji L_5 oraz rozmieszczenie stref homofanizacji gnejsów. *1*, *2* — kąty nachylenia struktur linijnych $F_5 L_5$; *3* — strefy homofanizacji. Diagram ilustrujący orientację struktur linijnych $F_5 L_5$: 260 pomiarów, kontury 10%, 5%, 3%, 1%

Structural map showing orientation of F_5 folds, L_5 lineation and distribution of zones of homophanization. *1*, *2* — plunges of $F_5 L_5$ linear structures; *3* — zones of homophanization. Stereogram showing orientation of $F_5 L_5$ linear structures: 260 measurements, contours at 10%, 5%, 3%, 1%

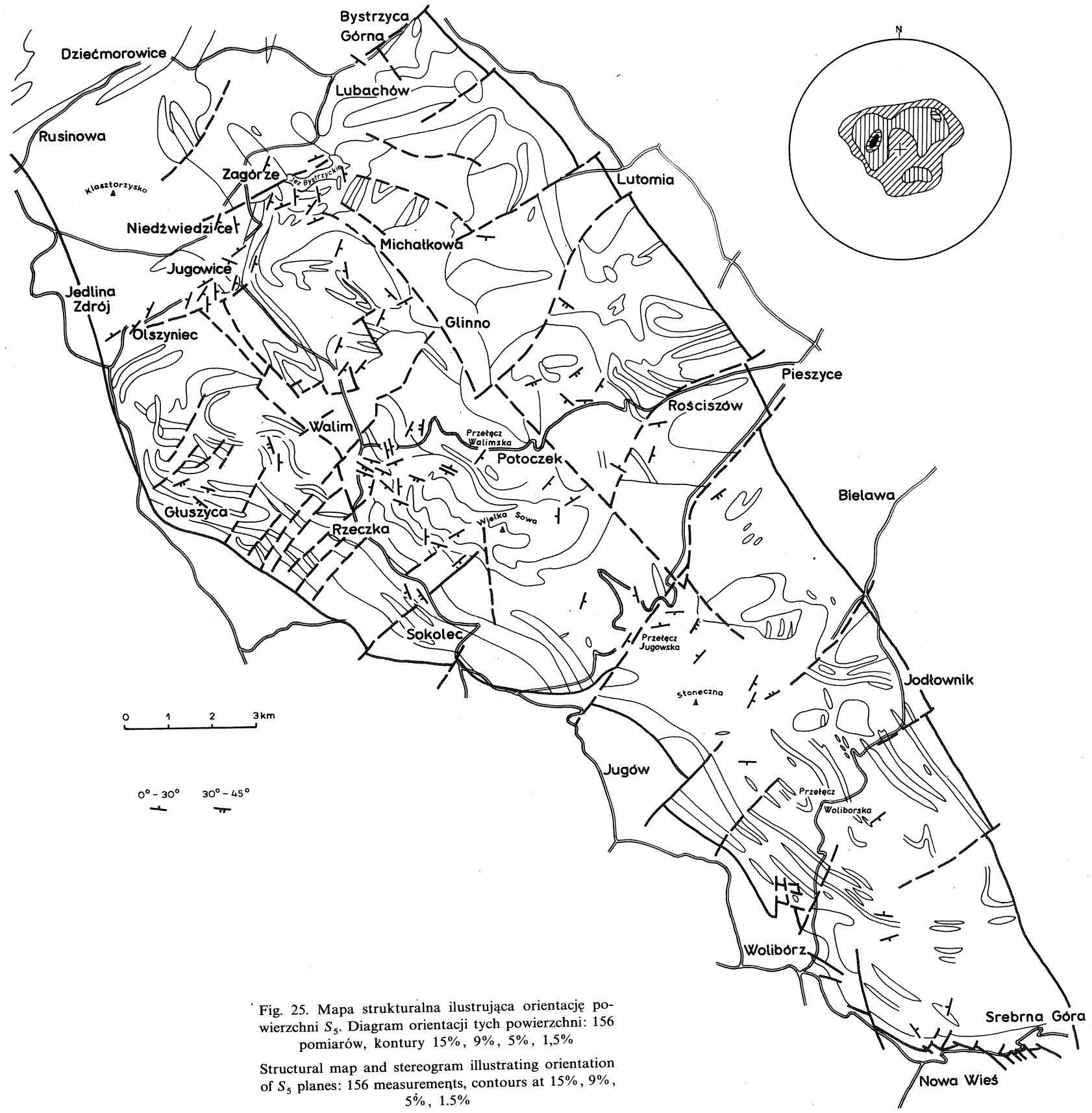


Fig. 25. Mapa strukturalna ilustrująca orientację powierzchni S_5. Diagram orientacji tych powierzchni: 156 pomiarów, kontury 15%, 9%, 5%, 1,5%

Structural map and stereogram illustrating orientation of S_5 planes: 156 measurements, contours at 15%, 9%, 5%, 1.5%

sowiogórskiego ku powierzchni ziemi. Ujawnianie się tych spękań postępowało jednak zgodnie z zakodowanym w pamięci skał planem osłabień wywołanych naprężeniami z fazy D_4.

FAZA D_5

Struktury linijne i planarne

W fazie D_5 dokonała się najmłodsza deformacja fałdowa skał kompleksu sowiogórskiego. Powstawały wtedy leżące fałdy otwarte, o zwykle niedużej amplitudzie, ale o dość różnorodnej formie (Fig. 23). Ich pokrój zdaje się sugerować, że rozwój odkształceń odbywał się w warunkach przejściowych, bardziej kruchych niż plastycznych lub też postępował bardzo szybko. Prawie poziome powierzchnie osiowe większości fałdków F_5 podkreślone zostały pęknięciami, a wzdłuż wielu z nich doszło do nieznacznych przemieszczeń ślizgowych. Dokonywały się one z reguły w zespołach obejmujących kilka lub kilkanaście powierzchni takich ślizgów — powierzchni osiowych sąsiednich fałdków F_5 (Fig. 23). Większość tych fałdków jest asymetryczna i wykazuje północną zazwyczaj wergencję.

Fałdki F_5 pod małymi kątami nachylają się przeważnie ku ESE lub WNW, znacznie rzadziej w innych kierunkach (Fig. 24). Ta stałość orientacji jest jedną z charakterystycznych cech fałdków tego zepołu.

Inną charakterystyczną cechą tych fałdków są niewielkie kąty zapadu, a więc generalnie subhoryzontalna pozycja powierzchni osiowych S_5 (Fig. 25). Kierunki, w których te powierzchnie zapadają są jednak zmienne, choć przeważnie południowe. Dominują zapady ku ESE, rzadziej ku SW. Mimo takiej zmienności, w zespole S_5 brak jest struktur sprzężonych — nie ma żadnych terenowych dowodów na ich obecność. Przy różnej orientacji powierzchni S_5 fałdy F_5 zachowują na ogół stale ten sam zwrot asymetrii. Niekiedy znów zdarza się, że przy tej samej orientacji powierzchni S_5 fałdki F_5 mają różną asymetrię. Pęknięcia osiowe S_5, czy też powierzchnie osiowych ślizgów S_5 są niejednokrotnie bardzo nierówne, pofalowane. Nie wykazują one cech kliważu.

Drobne fałdy F_5 są dobrze widoczne w odsłonięciach. Fałdy większe, o kilkunastometrowym przynajmniej rozstępie przegubów, są trudne w odkrywkach do zauważenia ze względu na zbyt małe zazwyczaj rozmiary tych ostatnich. Tylko w dużych skałkach można dostrzec, że zmienne zapady foliacji — raz strome, raz połogie — w wielu przypadkach powodowane są właśnie obecnością makrofałdów F_5. Zauważalne są one także w obrazie mapy geologicznej np. w masywie Wielkiej Sowy (Fig. 2, 49).

Niekiedy na powierzchniach foliacji widoczna jest lineacja L_5. Ma ona charakter słabej lineacji rekrystalizacyjnej albo też lineacji intersekcyjnej w miejscach, gdzie stosunkowo gęsto rozwinęły się powierzchnie S_5. Lineacja ta zgodna jest z osiami F_5.

W przypadkach, gdy wzdłuż powierzchni S_5 zaznaczają się drobne, lokalne segregacje już to kwarcowej, już to kwarcowo-skaleniowej treści, obecność lineacji L_5

bywa szczególnie uwydatniona. Sytuacje takie, *nota bene*, informują o pewnej ruchliwości leukokratycznego materiału w fazie D_5. O nieznacznej kierunkowej, synkinematycznej rekrystalizacji świadczą zaś sporadycznie spotykane blaszki łyszczyków, zwłaszcza muskowitu, wyraźnie rosnące wzdłuż powierzchni S_5.

Homofanizacja

Kolejną, nad wyraz charakterystyczną cechą związaną z fałdami F_5 jest, postępująca w strefach ich powierzchni osiowych, homofanizacja (Fig. 26) skał sowiogórskich. Sytuacja taka wskazuje ogólnie na sprawowanie przez fałdowanie F_5 strukturalnej kontroli nad owym procesem.

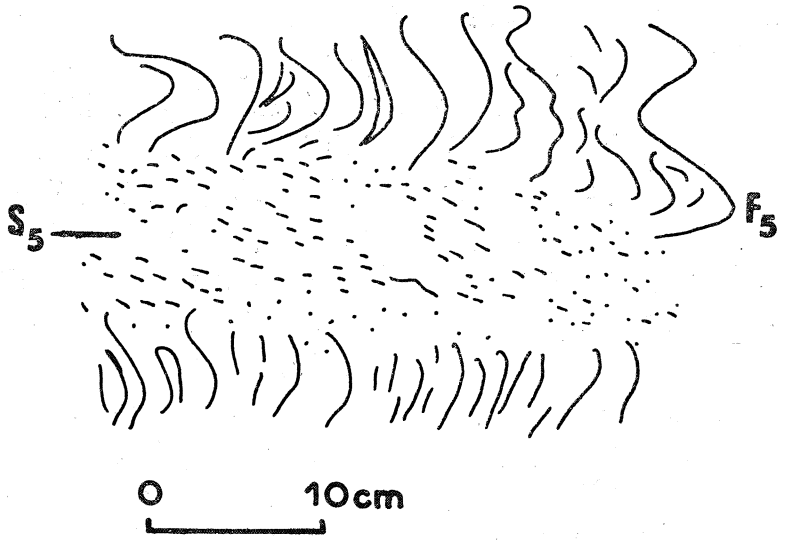


Fig. 26. Homofanizacja gnejsu w strukturze fałdu F_5 równolegle do powierzchni osiowej S_5

Homophanization of gneiss, following S_5 axial plane to F_5 fold

Samo fałdowanie, prowadzące do powszechnego rozwoju leżących fałdów o płogich powierzchniach osiowych, jest wynikiem pionowego ściskania kompleksu sowiogórskiego i typowym przykładem działania tektoniki grawitacyjnej (*cf.* Ramberg, 1967). Ściskanie to tym łatwiej prowadziło do odkształcenia D_5 skał kompleksu, że dokonywało się ono równolegle do powierzchni foliacji, generalnie ustawionej stromo w efekcie wcześniejszych deformacji fałdowych.

Homofanizacja musiała się naturalnie wiązać z okresem wyraźnego odprężenia postępującego szybko po fałdowaniu F_5, kiedy to powierzchnie S_5 stały się powierzchniami tensyjnymi. Nagłe rozładowanie naprężeń, odbywające się w nadal panujących warunkach metamorficznych, powodowało w skałach utratę tekstur kierunkowych, bezładną rekrystalizację i pogrubienie ziarna mineralnego, prowadząc w konsekwencji do rozwoju nebulitów.

O ile zatem fałdowanie F_5 spowodowane zostało jakimś dodatkowym „dociążeniem" kompleksu sowiogórskiego, o tyle homofanizacja skał tego kompleksu w strefach osiowych tak mezo-, jak i makrofałdów F_5 wywołana została odciążeniem związanym z prędkim usunięciem owego dodatkowego nadkładu.

Temperatura, w jakiej dokonywała się deformacja D_5 i nebulityczna migmatytyzacja M_5, była różna w różnych częściach Gór Sowich. W części północnej (Fig. 50) odbywała się w tym czasie w gnejsach blasteza kordierytu, rosnącego tu kosztem biotytu, syllimanitu, granatu i skaleni w niewątpliwie podwyższonej temperaturze (Żelaźniewicz, 1984b). W gnejsach części południowo-wschodniej utrzymywał się niezmiennie stale ten sam zespół minerałów (Q—Plg—Ksp—Msc—Bio—Gr). Nebulityczne migmatyty, a nawet agmatyty (Żelaźniewicz, 1979), rozwijają się jednak na obszarze całych Gór Sowich. Wynika stąd jasno, że to na pewno nie temperatura była główną przyczyną homofanizacji skał sowiogórskich. Jeśli nie temperatura, to musiało być to zatem ciśnienie, ściślej zaś biorąc — jego gwałtowny spadek w całym regionie. Z braku poważniejszych objawów wzajemnego zastępowania się minerałów w zhomofanizowanych skałach spoza zony kordierytowej wynika, że obniżenie się ciśnienia litostatycznego prowadziło do wytwarzania się w nich stanu równowagi teksturalnej, przejawiającego się, między innymi, rozwojem charakterystycznego „perlistego" uziarnienia tych skał.

ROZWÓJ WIĘŹBY GNEJSÓW I MIGMATYTÓW — ANALIZA TEKSTURALNA

Petrograficzne opisy gnejsów i migmatytów, podane przez Kryzę (1981), szczegółowo określają wyróżnione przez niego odmiany skalne co do ich składu mineralnego oraz podają pewne dane dotyczące sposobu wzajemnego ułożenia i stosunków między ziarnami minerałów tworzących więźbę badanych skał.

W niniejszej pracy nie będę, oczywiście, powtarzał informacji przytoczonych przez Kryzę (*op. cit.*), spróbuję je natomiast w miarę możliwości uzupełnić. Sporządzone przez niego opisy petrograficzne mają bowiem charakter raczej statyczny, rejestrujący tylko obecność konkretnych minerałów w badanych skałach. „Szeregi krystalizacyjne", zestawione dla poszczególnych odmian skalnych arbitralnie, na podstawie stopnia automorfizmu, sukcesji wrostków i oznak korozji, nie oddają w wystarczający sposób dynamiki mineralnych przeobrażeń, które w ewolucyjnym, policyklicznym ciągu kształtowały obecną postać skał sowiogórskich.

Badając metamorficzne skały niewątpliwie należy zachować ostrożność przy określaniu paragenez. Parageneza, jak wiadomo, to zespół minerałów znajdujących się we wzajemnej równowadze (Winkler, 1976). W przypadku polimetamorficznej skały mamy oczywiście do czynienia ze zbiorem kilku paragenez o pewnych elementach wspólnych. Wszelako o wyodrębnieniu parageneza musi decydować rzeczywiste stwierdzenie istnienia owej równowagi w konkretnym etapie ewolucji skały, gdyż nie wystarcza tu jedynie stwierdzenie obecności minerałów w złożonym układzie, jakim jest taka skała. Stąd często wygodniej jest używać neutralnego terminu zespół mineralny.

Głównymi składnikami gnejsów i migmatytów sowiogórskich są kwarc (Q), plagioklaz (Plg), szeregu oligoklaz-andezyn oraz biotyt (Bio), którym podrzędnie towarzyszą skaleń potasowy (Ksp), muskowit (Msc), syllimanit (Sil) i kordieryt (Crd), pojawiające się lokalnie w większych ilościach. Fakt ten był przyczyną tradycyjnego wydzielania gnejsów mikroklinowych, dwułyszczykowych,

syllimanitowych czy kordierytowych. To mineralogiczne zróżnicowanie gnejsów jest jednak niezależne od ich zróżnicowania teksturalnego. Minerałami akcesorycznymi w gnejsach są: apatyt (Ap), granat (Gr), dysten (Kya), chloryt (Chl), cyrkon (Zr), turmalin (Tour) oraz minerały tlenkowe. Stosunki ilościowe pomiędzy wymienionymi minerałami są zmienne w dość szerokich granicach, przy czym zmienność ta wynika z pewnego litologicznego, a co za tym idzie także i chemicznego zróżnicowania pierwotnego kompleksu osadowego, jak i — co niemniej istotne — z różnic w przebiegu zjawisk i reakcji metamorficznych, jakie zachodziły w przeobrażanych regionalnie skałach. Na przykład poniżej zony syllimanitowej skały w ogóle nie zawierają fibrolitu i nigdy nie były widownią tworzących ów minerał procesów, natomiast w identycznych teksturalnie i litologicznie skałach powyżej tej zony reakcje prowadzące do powstania fibrolitu w gnejsach złożonych z Q—Plg—Bio+Gr różnią się od reakcji produkujących syllimanit w gnejsach o składzie Q—Plg—Bio—Ksp—Msc+Gr (Żelaźniewicz, 1984). Co więcej, w tym drugim przypadku ma miejsce daleko większa przebudowa więźby skały niż w przypadku pierwszym.

Mówiąc zatem o ewolucji więźby mineralnej w skałach kompleksu sowiogórskiego, nie można przedstawić jednego, szczegółowego schematu sukcesywnych przemian, gdyż prawie każdy obserwowany dziś przypadek, w postaci konkretnej próbki skalnej, był na swój sposób indywidualny i zależał od warunków *P—T—X* w danym miejscu panujących. Niemniej jednak dość łatwo można odczytać generalny kierunek tej ewolucji i jej podstawowe, powtarzające się w całym regionie, elementy.

Gnejsy sowiogórskie — i to niezależnie od ich teksturalnych odmian — reprezentują, najogólniej rzecz biorąc, dwa zasadnicze typy więźby mineralnej. Część gnejsów ma wyraźnie równoziarnistą strukturę, tworzoną przez subpoligonalne lub okrągławe, cukrowate (sacharoidalne), mniej więcej izometryczne ziarna kwarcu i plagioklazu, lekko co najwyżej spłaszczone w powierzchni foliacji, podkreślanej równoległym ułożeniem krótkich pojedynczych blaszek brązowego biotytu lub też obu łyszczyków (Fig. 27; Pl. III: 1, 2, 4). Ziarna owe są drobne lub średnie, rzadko grube i — co bardzo istotne — brak im dostrzegalnych przejawów reakcji międzymineralnych. Minerały paragenezy Q—Plg—Bio—Gr są najpewniej we wzajemnej równowadze. Potwierdzają to kształty ich ziarn, świadcząc o niskiej energii swobodnej ścian blastów i braku zasadniczych różnic potencjału chemicznego między nimi.

Pozostałe gnejsy mają strukturę nierównoziarnistą, kształty blastów są w mniejszym lub większym stopniu nieregularne, zatokowe, skutkiem wzajemnych podstawień, przerostów i wrostków, mówiących o braku trwałej równowagi między minerałami tych skał (Pl. III: 3, 5, 6). Zespoły mineralne takich gnejsów są bogatsze niż w pierwszym przypadku; obejmują poza Q—Plg—Bio—Gr także Sil, Ksp, Msc lub Crd.

Mikrostrukturalne obserwacje wskazują, że więźba typu pierwszego jest zasadniczo starsza od zazwyczaj nakładającej się na nią więźby typu drugiego. Ten stosunek wiekowy nie zawsze jest oczywiście widoczny, gdyż albo starsza więźba zbyt została zatarta rekrystalizacją produkującą więźbę młodszą, albo w danej skale więźby pierwszego typu nigdy po prostu nie było i od początku metamorfozy różne wielkością ziarna mineralne miały zatokowe zarysy i przerosty, mówiące o stałym braku równowagi między nimi.

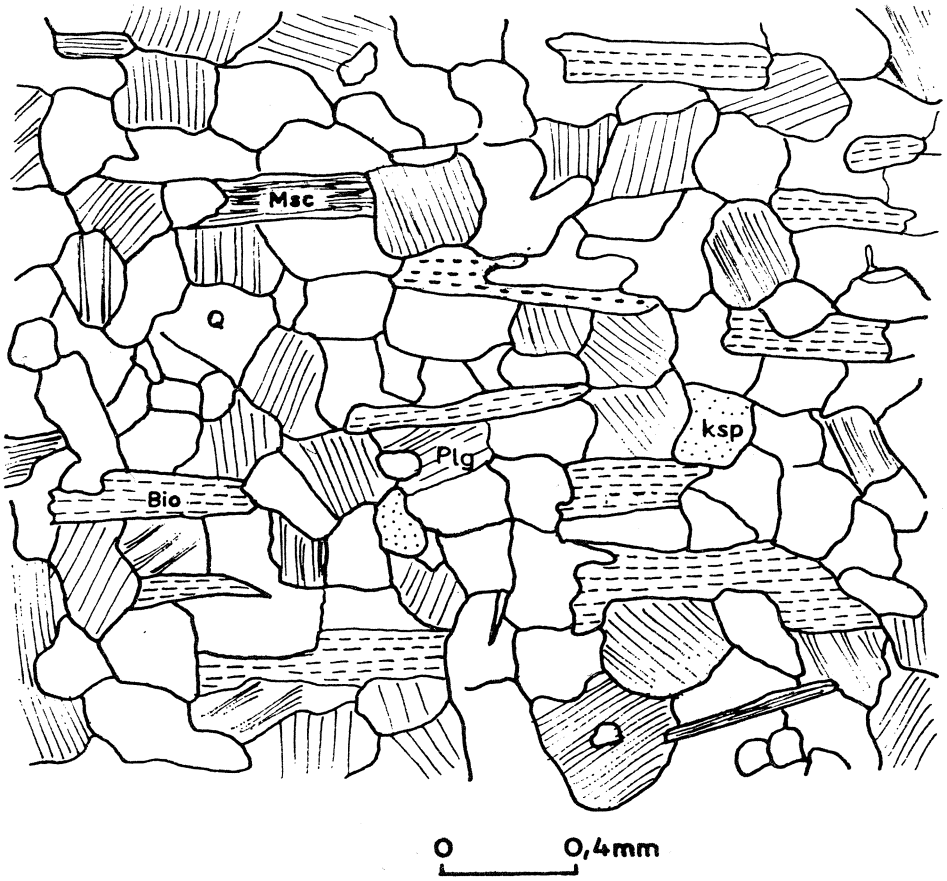


Fig. 27. Sacharoidalna więźba w gnejsie łuseczkowym
Saccharoidal fabric in a scale gneiss

Z faktu nakładania się więźby o mniejszym stopniu uporządkowania, za to bogatszej mineralogicznie, na więźbę o dużym stopniu uporządkowania, lecz mineralogicznie uboższą, wynika, że pojawianie się Sil i Crd, a w części także Ksp i Msc w skałach — o generalnie podobnym przecież składzie chemicznym — musiało się odbywać drogą intensywnych reakcji metamorficznych, pociągających za sobą znaczną rekrystalizację i przebudowę więźby tych skał (Pl. IV).

Wysoce stabilna parageneza Q—Plg—Bio—Gr utworzyła się w pierwszych stadiach metamorficznej ewolucji gnejsów sowiogórskich, w warunkah P—T—X utrzymujących się wystarczająco długo, aby poszczególne ziarna mineralne uzyskały możliwie najprostsze kształty, dając wspólnie subpoligonalną, sacharoidalną więźbę. Zniszczenie owej równowagi, konieczne do przebudowy więźby, mogło się dokonać jedynie poprzez istotną zmianę wielkości P, T czy też X. Nowo rosnące minerały nie wskazują na poważniejszą zmianę ciśnienia. Niewątpliwie musiała się więc podnieść temperatura i musiało dojść do drastycznego zwiększenia aktywności metamorficznego fluidu o zmieniającym się składzie w miarę postępowania reakcji metamorficznych. Nie znając zawartości ciekłych inkluzji w minerałach skał sowiogórskich, trudno jest naturalnie wyrokować o składzie tego fluidu, choć dominacja H_2O w nim wydaje się niewątpliwa.

Poszczególne stadia ewolucji więźby gnejsów i migmatytów, zachowujące określo-

ne relacje do notowanych przez tę więźbę efektów kolejnych epizodów deformacji, można oczywiście odnosić do ustalonej dla tych skał sekwencji strukturalnej, opisanej w poprzednim rozdziale.

Z obserwacji mikroskopowych wynika, że sacharoidalną więźbę spotyka się najczęściej w gnejsach łuseczkowych, zarówno tam, gdzie są one mezoskopowo sfałdowane, jak i tam, gdzie nie są. Więźbę mineralną tego typu znajduje się w strukturach fałdów różnych generacji, tak F_1 jak i F_5. Spostrzeżenie to jest ważne, gdyż sugeruje ono, że sacharoidalna więźba właściwa była gnejsom łuseczkowym już od fazy D_1 i utrzymywała się w prawie nie zmienionej formie w czasie następnych faz tektonometamorficznych. Oznaczałoby to, że skały te w małym stopniu lub wcale nie poddawały się późniejszej rekrystalizacji i migmatytyzacji M_n.

Przypuszczenie to potwierdzane jest obecnością przeławiceń czy drobnych soczewek takich gnejsów, ostro odcinających się od otaczających je migmatytyzowanych gnejsów warstewkowych. Wobec identyczności składu mineralnego, a także chemicznego obydwu skał, wydaje się, że to właśnie drobnoziarnistość gnejsów łuseczkowych skutecznie hamowała w nich rekrystalizację i rozwój procesów migmatycznych, zaznaczających się przede wszystkim w grubiej ziarnistych odmianach skał sowiogórskich. Spostrzeżenie to dotyczy innych gnejsów o drobnoziarnistej strukturze: gnejsów masywnych, laminowanych łuseczkowych czy nawet smużystych. Gęsto upakowane, drobne ziarno masywnych skał utrudniało zapewne dostęp metamorficznemu fluidowi, którego działanie w skałach gruboziarnistych było o wiele łatwiejsze, gdyż stykał się on tam ze znacznie większymi ścianami stosunkowo dużych ziarn mineralnych, tworzących te skały.

Podstawowa parageneza gnejsów łuseczkowych to Q—Plg—Bio—Gr+Ap oraz zupełnie znikome ilości Msc i Kya. Trwałość tego zespołu w dość szerokim zakresie warunków P—T—X przyczyniała się również do trwałości raz przez te minerały utworzonej więźby.

W gnejsach gruboziarnistych zbudowanych z tego zespołu minerałów (Q—Plg—Bio—Gr± ±Msc, Kya), również można miejscami dostrzec istnienie sacharoidalnej więźby. W gnejsach warstewkowych, wyraźnie mineralogicznie dwudzielnych, więźbę taką spotkać można i w jasnych warstewkach, tworzonych głównie przez Q i Plg przy sporadycznym udziale Gr i Bio, jak i w warstewkach ciemnych, bogatszych w Bio (i akcesoryczny Gr) dominujący tu nad Q i Plg. Sacharoidalną więźbę wykazują w części także i kwarcowo-skaleniowe warstewki w laminowanych gnejsach łuseczkowych. W jasnych warstewkach rozmiary ziarn Q i Plg, są, co prawda, zawsze kilkakrotnie większe niż w ciemnych. Nie umniejsza to jednak faktu, że i tu ziarna te są równowymiarowe i mają proste granice.

Różnica w wielkości ziarn kwarcu i skaleni unaocznia zjawisko często obserwowane w skałach Gór Sowich, że możliwość swobodnej krystalizacji czy rekrystalizacji tych minerałów zależna jest od obecności ciemnych składników skały.

Owe sacharoidalne fragmenty więźby skał gruboziarnistych robią zawsze wrażenie starszych, mineralogicznie uboższych, od dominujących w tych skałach elementów więźby nieregularnej (Pl. IV). Wydaje się, że przy tej samej paragenezie podstawowej różne teksturalnie rodzaje gnejsów zmierzały w fazie D_1 w większym (gnejsy drobnoziarniste) lub mniejszym stopniu (gnejsy gruboziarniste) do wytworzenia więźby sacharoidalnej, świadczącej o uzyskiwanej w tym czasie równowadze teksturalnej i chemicznej.

Wraz z pojawianiem się nowych minerałów (np. syllimanitu czy skalenia potasowego) i wiążącą się z tym rekrystalizacją skał sowiogórskich w dalszych etapach ich tektonometamorficznej historii, osiągnięta wcześniej równowaga ulegała niszczeniu, a więźby poszczególnych odmian gnejsów poczynały coraz bardziej się od siebie różnić.

W gnejsach łuseczkowych, nadal zachowujących swą drobnoziarnistość, tu i tam, może zanikać cukrowata więźba, ziarna Q i Plg mogą nabierać coraz bardziej nieregularnych, zatokowatych kształtów, ale początkowo ciągle jeszcze w przybliżeniu równowymiarowych, w interstycjach zaś pojawiać się może Ksp (mikroklin).

Krystalizacja Sil w gnejsach warstewkowych powoduje dużo silniejsze przeobrażenia, czego praprzyczyną były zapewne teksturalne różnice między tymi skałami, polegające na różnym sposobie rozłożenia tych samych minerałów w skale. Plg rekrystalizując tworzy tu duże ziarna, obrastające starszy dysten czy kwarc. Nowo rosnący Ksp zaznacza swą obecność antypertytowymi okienkami w tym plagioklazie, pojawianiem się myrmekitu, czy też wzrostem ładnie zbliźniaczonych międzyziarnowych, ksenomorficznych blastów. Kwarc także dąży do powiększenia rozmiarów swych ziaren, które rekrystalizując dzielą się na podziarna o różnym rysunku granic. Efektem rekrystalizacji jest znaczne zróżnicowanie wielkości blastów tego samego minerału. W taki sposób rodzi się nieregularna, bogatsza mineralogicznie więźba młodsza, z pozbawionymi — sądząc po kształtach i mikrostrukturalnych relacjach — równowagi minerałami, wyraźnie nakładająca się na sacharoidalną, mineralogicznie uboższą więźbę starszą.

Fragmenty sacharoidalnej więźby można także dostrzec w gnejsach aplitoidowych o składzie Q—Plg—Ksp—Msc+Gr, Ap (por. s. 291). Istnieją one tam w obrębie fazy drobnoziarnistej, nigdy zaś w obrębie fazy gruboziarnistej, której minerały ulegając wzajemnej korozji mają silnie zatokowe granice. Obecność pegmatytowych odmian tych gnejsów sugeruje, że i w tych skałach, tak dalece odbiegających od typowych biotytowo-oligoklazowych gnejsów sowiogórskich, najpierw tworzyła się sacharoidalna więźba drobnoziarnista, potem zaś ulegała ona ewolucyjnemu przekształceniu w nieregularną więźbę gruboziarnistą, złożoną z ziarn minerałów pozbawionych równowagi teksturalnej.

Innego rodzaju przekształceniom poddawała się więźba tych skał, w których krystalizował kordieryt. Z mikrostrukturalnych relacji wynika, że minerał ten tworzył się w gnejsach sowiogórskich poprzez reakcje ciągłe (ang. *continuous, sliding reactions*) i wymianę jonów pomiędzy wszystkimi prawie składnikami owych skał (Żelaźniewicz, 1984b). Wzrost kordierytu dokonywał się głównie kosztem Bio, Sil i Q, ale także i kosztem Plg, Gr, Ksp i Msc. Ilościowy udział poszczególnych minerałów w tym procesie był bardzo różny, zmienny w obrębie nawet jednej próbki, i generalnie zależny od składu chemicznego najbliższego otoczenia nowo tworzącego się ziarna kordierytu. W rezultacie w pobliżu kordierytu nie będące w równowadze minerały mogą z nim być w skomplikowany sposób poprzerastane. W tej samej skale, ale w miejscach, gdzie nie dochodziło do wzrostu kordierytu, utrzymała się w stabilnej formie więźba powstała w czasie któregoś z wcześniejszech epizodów metamorficznych.

Powyższe przykłady pokazują, że więźba skały, a także liczba i rodzaj budują-

cych ją ziarn mineralnych są przedmiotem stale zachodzących reakcji metamorficznych, które — w zależności od panujących w danym miejscu warunków $P—T—X$ — zmierzają do wytworzenia trwałej paragenezy, związanej w wymagający możliwie najmniej energii układ szkieletu ziarnowego. Osiągnięcie takiej równowagi jest oczywiście tylko sprawą odpowiednio długotrwałego oddziaływania owych warunków na dany układ. Przyczyny tektoniczne uniemożliwiają na ogół dojście do owego stanu równowagi. W efekcie, obserwowane dziś w skałach zespoły mineralne tworzone są przez minerały często nie będące we wzajemnej równowadze. Dzięki temu jednak istnieje możliwość — poprzez obserwacje ich mikrostrukturalnych zależności — ustalenia uczestników i przebiegu zachodzących reakcji.

Istniejące w gnejsach czy migmatytach sowiogórskich mikrostruktury świadczą o policyklicznej ewolucji tych skał. Przebiegała ona jednakże różnie w różnych częściach orogenu, a nawet w obrębie jednej próbki. Dzisiejsze skały są produktem nakładających się kolejno etapów owej ewolucji — zazwyczaj oczywiście nie wszystkich, lecz tylko niektórych z nich.

Podstawą odtworzenia rozwoju więźby skały jest, jak już wspominałem, analiza mikrostrukturalnych zależności pomiędzy ziarnami minerałów budujących tę skałę. Analiza ta zdaje się być stosunkowo obiektywna, gdyż opiera się jedynie na bezpośrednich obserwacjach, czynionych bez żadnych wstępnych założeń. Pod uwagę brane są następujące przesłanki:

— młodsze elementy więźby zacierają lub przebudowują elementy starsze;

— przy progresywnym rozwoju zespoły mineralne charakterystyczne dla wyższych przedziałów pola $P—T$ są późniejsze od zespołów trwałych w przedziałach niższych (przy rozwoju retrogresywnym — odwrotnie);

— minerały rosnące równolegle do powierzchni osiowej fałdu i przerastające ów przegub są związane syntektonicznie z tą fazą deformacji tektonicznych, w której ten fałd został utworzony;

— minerały wyznaczające lub jednoznacznie związane z konkretnymi elementami strukturalnymi, jak foliacja, przeguby, czy powierzchnie osiowe fałdów, kliważ oraz lineacja, pojawiały się w nich w kolejności określonej przez sekwencję strukturalną w danym regionie (np. minerały tworzące foliację, która została sfałdowana i przecięta foliacją późniejszą są starsze od minerałów wyznaczających tę młodszą strukturę planarną);

— minerały późniejsze zastępują, zatokowo korodują lub tworzą obwódki reakcyjne wzdłuż brzegów minerałów starszych, ponadto zamykają je w sobie jako całkowite lub częściowe wrostki (tę ostatnią sytuację należy odróżnić od zwykłych nieregularnych przerostów wspólnie rosnących ksenomorficznych ziarn);

— przejściowe pojawianie się nowych rodzajów minerałów, odzwierciedlające stan nierównowagi, poprzedza ich jakościową redukcję w miarę osiągania równowagi przez późniejszy zespół mineralny.

Ustalona na powyższych przesłankach sekwencja rozwoju więźby może i powinna być korelowana z niezależnie odczytywaną sekwencją strukturalną. Należy tu pamiętać, że zarówno w odsłonięciach, jak i małych próbkach bardzo rzadko, jeśli w ogóle, mamy do czynienia z pełnym zapisem obu sekwencji. Dlatego zarówno

obserwacje strukturalne mezoskopowe, jak i mikrostrukturalne muszą być prowadzone aż do uzyskania pełnej powtarzalności elementów gromadzonego materiału obserwacyjnego. Ich powtarzalność w takich samych wzajemnych odniesieniach i brak przyrostu nowych jakościowo faktów stanowią test prawidłowości dedukcji przypuszczalnej sekwencji wydarzeń.

Poniżej przedstawiona zostanie, ustalona w taki właśnie sposób, sekwencja rozwoju więźby gnejsów i migmatytów sowiogórskich. Sekwencja ta ujmuje zespołowo zachodzące w nich przeobrażenia, choć oczywiście w konkretnych przypadkach nie wszystkie one są widoczne lub zanotowane, a poszczególne skały prezentują efekty kombinacji tylko pewnej części owego potencjalnego zbioru przeobrażeń.

WIĘŹBA $F_1 M_1$

Jak już wspominałem, najstarszy rodzaj więźby, najlepiej zachowany w gnejsach drobnoziarnistych składał się z sacharoidalnych ziarn kwarcu i plagioklazu, z gęsto ułożonym między nimi biotytem w formie równoległych, choć pojedynczych blaszek (Pl. III: 1—4). W wielu miejscach biotyt ten tworzy zgodne przerosty ze zmiennym ilościowo, podrzędnym na ogół muskowitem. Blasty muskowitu są drobniejsze lub równe rozmiarami biotytowym. Lokalnie pojawiają się okrągławe, izometryczne ziarenka skalenia potasowego, stanowiącego tu wraz z kwarcem i plagioklazem równoprawny składnik cukrowatej więźby.

Charakterystycznymi cechami więźby $F_1 M_1$ są: znaczna prostota zarysów w przybliżeniu równowymiarowych ziarn mineralnych, brak objawów wzajemnych reakcji między nimi, a także powszechny brak śladów silniejszych odkształceń dynamicznych tych ziarn, gdyż nawet kwarc wykazuje tu zaledwie słabe faliste wygaszanie światła. Ponadto w więźbę tę są włączone powszechnie pojedyncze ziarna granatu i apatytu, rzadziej dystenu. Pierwsza metamorficzna parageneza w plagioklazowych gnejsach Gór Sowich obejmowała Q—Plg—Bio—Gr±Ap, Kya, Msc, w gnejsach dwuskaleniowych — Q—Plg—Ksp—Bio—Msc—Gr±Ap, Kya.

Obecność dystenu, choć w nieznacznej ilości, zdaje się być dość istotną cechą tych paragenez. Spostrzeżenie, że słupki dystenu układają się wespół z małymi blaszkami biotytu zgodnie z foliacją S_1 i wraz z nią są ujęte w fałdy F_2 (Fig. 8, por. s. 213), pozwala przypuszczać, że rósł on w skałach sowiogórskich synkinematycznie z najwcześniejszą deformacją D_1. Współwystępowanie tego minerału z granatem wskazuje, iż w czasie pierwszej fazy deformacji wyjściowy kompleks osadowy od razu znalazł się dość blisko regionalnego źródła ciepła. Najwcześniejsze wydarzenie termiczne w historii kompleksu sowiogórskiego, związane z regionalnym, poważnym fałdowaniem, pozostawiło po sobie skały gnejsowe o wyraźnej łyszczykowej foliacji, wplecionej w sacharoidalną więźbę kwarcowo-skaleniową z pojedynczymi ziarnami granatu i dystenu. Stopień zaawansowania rozwoju tej więźby był, jak wspominałem, nieco odmienny w różnych odmianach teksturalnych gnejsów, pełniejszy w odmianach drobnoziarnistych, bardziej utrudniony w grubiej ziarnistych. Niemniej jednak stwierdzenie w badanej próbie obecności takiej więźby,

zwłaszcza w obrębie paragenezy Q—Plg—Bio—Gr±Kya, pozwala, określiwszy początek metamorficznej historii skały, ocenić także stopień i charakter jej przebudowy w następnych epizodach tektonometamorficznej ewolucji.

Należy tu podkreślić, że choć z rzadka spotykane blasty dystenu pojawiają się w skałach sporadycznie, nie pozwalając na ilościowe ujmowanie tego minerału w rozważaniach petrologicznych, to wbrew rozpowszechnionemu mniemaniu (Polański, 1955; Grocholski, 1967; Morawski, 1973; Kryza, 1981), dysten w gnejsach sowiogórskich nie stanowi reliktów, które miałyby się oprzeć przeobrażeniu w sylimanit.

Praktycznie zupełny brak pseudomorfoz fibrolitu po dystenie, brak przejawów jakichkolwiek reakcji dystenu z innymi minerałami, z wyjątkiem sporadycznych, cienkich i niepełnych obwódek muskowitowych oraz okazjonalnego całkowitego zastąpienia go przez muskowit, zawsze ostre granice ziarn dystenu i tworzenie przezeń wrostków często w plagioklazie, a rzadziej w skaleniu potasowym czy kwarcu, każą odrzucić przypuszczenie, że w gnejsach sowiogórskich doszło kiedykolwiek w liczący się sposób do polimorficznej przemiany fazowej związku Al_2SiO_5 (Żelaźniewicz, 1984a). Poza pojedynczymi przypadkami, gdzie zależności mikrostrukturalne mineralnych ziarn mogłyby sugerować taką przemianę, jedynym stwierdzonym przeobrażeniem, jakiemu względnie często ulega dysten, jest wspomniane właśnie nieznaczne zazwyczaj zastępowanie go przez muskowit i bardzo rzadko przez biotyt.

W moim przekonaniu w gnejsach sowiogórskich nigdy nie było istotnych ilości dystenu. Choć sama obecność tego minerału w najstarszej paragenezie określa już generalnie zakres P—T, w jakim przeobrażane były skały kompleksu sowiogórskiego, świadcząc ogólnie o warunkach metamorfizmu regionalnego, to nie może być ona jednak poczytywana za niewątpliwy dowód powszechnego działania metamorfizmu wysokociśnieniowego w tym kompleksie. W gnejsach Gór Sowich nie zostały zarejestrowane żadne szczególne dowody, które mogłyby wskazywać na działanie tego typu metamorfizmu.

O tym, że dysten w Górach Sowich w ogóle niechętnie przechodził w syllimanit świadczy do pewnego stopnia także i fakt, iż dysten granulitów, które po tektonicznym wtłoczeniu (por. s. 295) znalazły się w nowych dla siebie warunkach zony syllimanitowej, wcale nie uległ przekształceniu w fibrolit, lecz zamieniał się w biotyt. Jest to jeszcze jedna przesłanka potwierdzająca pogląd, że powstanie syllimanitu w skałach sowiogórskich nie miało wiele wspólnego z polimorficzną przemianą Al_2SiO_5.

WIĘŹBA $F_2 M_2$

Cechy więźby $F_2 M_2$ najłatwiej jest poznać w próbkach z fałdami F_2 i z zachowanymi we fragmentach elementami więźby $F_1 M_1$. W strefach przegubowych tych fałdów, w gnejsach zony syllimanitowej, można obserwować osiowy wzrost charakterystycznych agregatów fibrolitowej pilśni. Syllimanit jest zatem nowotworem mineralnym, którego masowe pojawienie się związane jest z fazą D_2. Powstanie tego

minerału w gnejsach Gór Sowich zostało przeze mnie omówione we wcześniejszym artykule (Żelaźniewicz, 1984a), przeto tutaj ograniczę się jedynie do krótkiego powtórzenia zawartych tam wniosków.

Fibrolit pojawia się regionalnie w zonie syllimanitowej we wszystkich odmianach gnejsów. Dla krystalizacji tego minerału podrzędne zupełnie znaczenie miała polimorficzna przemiana z dystenu, gdyż rósł on kosztem łyszczyków, a rolę podstawową odgrywał tu rozkład biotytu, dokonujący się drogą reakcji ciągłych. Przejściowymi, nietrwałymi produktami owych reakcji są chloryt w gnejsach plagioklazowych i muskowit w gnejsach dwuskaleniowych, zaś do produktów końcowych należą obok syllimanitu kwarc i minerały tlenkowe nieprzezroczyste (głównie ilmenit). Istnieją dwie generacje syllimanitu. Starsza związana jest z fazą D_2 i podporządkowana powierzchniom foliacji S_2 właśnie jako wspomniane wyżej agregaty fibrolitowej pilśni, związane przestrzennie z biotytem, przy nikłym jeszcze udziale kwarcu. Młodsza generacja reprezentowana jest przez igiełkowate, włókniste, czy miotełkowate skupienia fibrolitu, rosnące zgodnie ze złożoną foliacją S_3 i obficie poprzerastane z kwarcem. Asocjacje tych dwóch minerałów widoczne są mikroskopowo jako wydłużone strefy, a megaskopowo jako nodule syllimanitowo-kwarcowe. Pojawianie się muskowitu w tych strefach związane jest z późniejszą hydratacją i nieznaczną retrogresją w strefach ciągliwego ścinania fazy D_4.

Obie generacje syllimanitu nie są od siebie niezależne, lecz — przeciwnie — związane wzajemnie łańcuchem metamorficznej ewolucji w miarę stopniowych przemian składu mineralnego macierzystej skały. Młodsza generacja fibrolitu reprezentuje zatem naturalny, bardziej tylko zaawansowany produkt tej ewolucji, która mogła się niekiedy dokonać całkowicie w fazie D_2, niekiedy zaś rozpocząć dopiero w fazie D_3. Rozpoznane przywiązanie obu generacji odpowiednio do faz D_2 i D_3 nie może być interpretowane w sztywny, schematyczny sposób, ale musi być rozumiane jako potwierdzone strukturalnie ogólne czasowe następstwo większości indywiduów fibrolitowych każdej generacji.

Tak więc pilśniowe agregaty fibrolitu należą generalnie do więźby $F_2 M_2$. Jest to oczywiście więźba już poligeniczna, złożona, gdyż budują ją elementy więźby starszej $F_1 M_1$ uzupełnione w różnym stopniu przez minerały powstałe lub tylko rekrystalizujące w czasie D_2 (F_2+M_2). W jednym miejscu może to być jedynie pilśniowa koncentracja fibrolitu, narastająca na blaszkach biotytu często partiami lub po brzegach odbarwianych albo przekształcanych w chloryt, tkwiących w nadal utrzymującej się sacharoidalnej więźbie kwarcu i plagioklazu. W innym zaś miejscu fibrolit taki znajduje się wśród nieregularnych ziarn Q i Plg, o różnej wielkości i kształtach, towarzysząc tylko biotytowi bez śladów wtórnych przeobrażeń. Pierwszy przypadek częstszy jest w gnejsach łuseczkowych, drugi jest bardziej charakterystyczny dla grubiej ziarnistych gnejsów warstewkowych czy też smużystych.

W skałach o grubszym wyjściowo ziarnie doszło do znacznie powszechniejszej rekrystalizacji, niż w gnejsach drobnoziarnistych. Wskazują na to np. sporych rozmiarów ziarna plagioklazu, zamykające w sobie relikty przegubów fałdów F_2. W ten sposób w blastach plagioklazu pojawiają się jako wrostki elementy starszej więźby $F_1 M_1$ — dysten, granat, drobny izometryczny kwarc widoczny teraz w po-

staci okrągławych inkluzji (kwarc kroplowy Kryzy, 1981), częściowo być może także i skaleń potasowy, występujący obecnie w formie nieregularnych antypertytowych okienek. Obecność tego antypertytu wywołana być może wymiennymi reakcjami, uwalniającymi jony K^+ z biotytu w czasie jego fibrolityzacji (*cf.* Żelaźniewicz, 1984a).

Wzrost nowych ziarn plagioklazu odbywał się poprzez łączenie się sąsiednich drobnych ziarenek tego minerału, zamykających między sobą blasty innych minerałów. Proces ten w części przynajmniej odbywał się syntektonicznie, co powodowało pewne spłaszczenie nowo rosnących dużych blastów plagioklazu. Jednocześnie rekrystalizował kwarc, tworząc większe ksenomorficzne ziarna, wypełniające przestrzenie między ziarnami skalenia i podzielone na różnie wygaszające podziarna. Owa rekrystalizacja skały i przebudowa jej mineralnej więźby, choć związana ze znaczną ruchliwością składników, dokonywała się w układzie generalnie zamkniętym, gdyż brak jest dowodów na jakikolwiek dowóz materii z zewnątrz.

Rekrystalizujący kwarc i plagioklaz, nawet na niewielką skalę, powodują zaburzenie dotychczasowego uporządkowania łyszczyków, zwłaszcza dominującego biotytu. Staje się ono bardziej bezładne — nowo krystalizujące i rozrastające się blaszki wykazują tendencję do wzrostu wzdłuż powierzchni foliacji S_2, ale wiele z nich czyni to mimetycznie, zgodnie ze starszymi strukturami planarnymi w skale.

W fazie D_2 rozpoczęło się nakładanie grubszej, mniej regularnej więźby kwarcowo-skaleniowej na drobniejszą i bardziej regularną więźbę starszą, co wraz z pojawianiem się dużych blastów plagioklazu, kwarcu czy biotytu wśród drobnych ziarn tych minerałów dobrze ilustruje występującą w skałach sowiogórskich tendencję do konsekwentnego pogrubiania ziarna mineralnego w miarę postępującej rekrystalizacji w kolejnych epizodach metamorficznych (przy czym więźba gnejsów gruboziarnistych ulegała daleko większej przebudowie niż więźba gnejsów drobnoziarnistych).

Jednego z przykładów tego stanu rzeczy dostarczają skałki na zboczu góry przy SE brzegu Jeziora Bystrzyckiego (około 500 m na SW od domu wczasowego „Fregata"). Odsłaniające się tu gnejsy warstewkowe mają przeławicenia amfibolitów i drobnoziarnistych gnejsów łuseczkowych. Ów zespół litologiczny ujęty jest w bardzo wąskopromienne fałdy F_2, których przeguby, widoczne dobrze u szczytu skałki, rozpoznawalne są właśnie dzięki obecności kontrastowych odmian litologicznych.

W gnejsie warstewkowym sfałdowana foliacja S_1 (= S_0) została całkowicie przetransponowana i zatarta kierunkową rekrystalizacją M_2, zgodną z powierzchniami osiowymi S_2 — praktycznie więc zastąpiona została nową foliacją złożoną. Efektem przecinania się obu struktur planarnych w tych mineralogicznie dwufazowych gnejsach była lineacja intersekcyjna (L_2) wyrażana długimi, kwarcowo-skaleniowymi prętami. Pręty te to fragmenty starszego ($S_1 = S_0$) warstwowania skały rozbitego wskutek transpozycji i owej intersekcji na linijne elementy, wydłużone zgodnie z osiami fałdów F_2 i spłaszczone w osiowej foliacji S_2 (Fig. 5, 28). Cały prawie biotyt przekrystalizował zgodnie z nową foliacją S_2. Gdyby nie obecność wspomnianych przeławiceń gnejsu łuseczkowego, to ani megaskopowo, ani mikroskopowo nie można byłoby rozpoznać istnienia struktury fałdowej i dwóch zespołów foliacji.

W gnejsie łuseczkowym o składzie Q—Plg—Bio—Gr—Kya, ale także i o składzie Q—Plg—Bio—Hrb—Kya—Ap (sąsiedztwo amfibolitów!), cały biotyt, wyjąwszy sporadyczne nowe blaszki wyrosłe równolegle do S_2, pozostał zgodny z foliacją S_1 (= S_0). Oznacza to, że nie uległ on żadnej

praktycznie rekrystalizacji w fazie D_2. W dużo większym stopniu rekrystalizacja ta dotknęła minerały jasne. Świadczy o tym fakt, że dysten znalazł się w postaci wrostków w ziarnach plagioklazu, a pojedyncze kryształy hornblendy, wyrosłej jeszcze zapewne w M_1, poddane zostały silnemu korozyjnemu działaniu kwarcowo-plagioklazowego tła skały, z którym ów amfibol wyraźnie nie był w równowadze. Ziarna kwarcu i plagioklazu tego tła są dość nieregularne, zatokowe, niezbyt równych rozmiarów. Niewątpliwie cech tych nabrały one w D_2, choć mobilizacja ich była, jak się zdaje, nieznaczna. Złożona więźba tej skały składa się zatem z elementów F_1 M_1 (biotyt, hornblenda, dysten oraz apatyt, a przypuszczalnie także i pewna część kwarcu i plagioklazu) oraz elementów F_2 M_2 (zasadnicza masa kwarcu i plagioklazu).

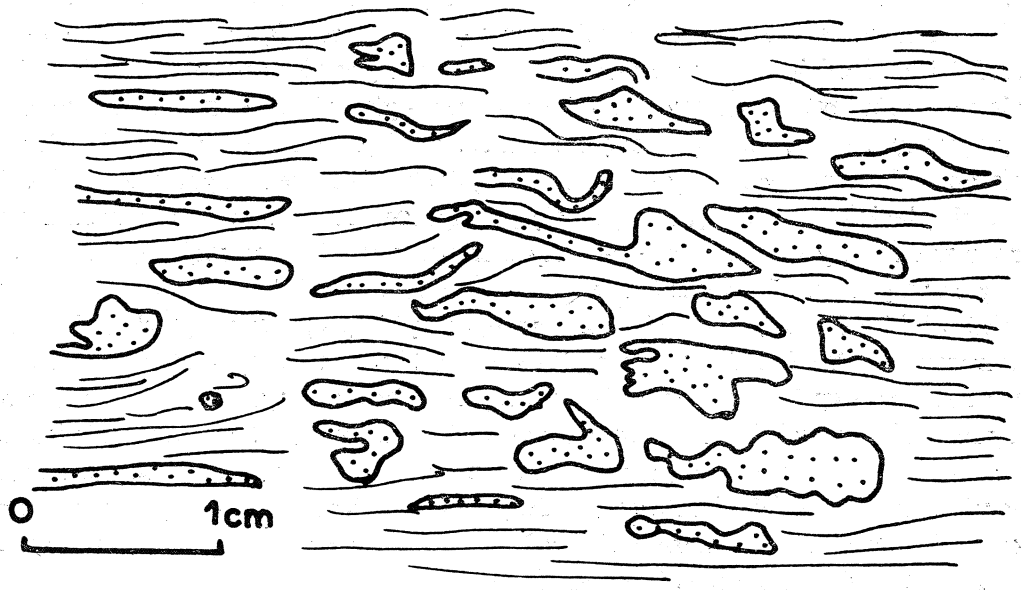


Fig. 28. Gnejs warstewkowy w przekroju prostopadłym do lineacji L_2 i transpozycyjnej foliacji S_2. Nieciągłe warstewki kwarcowo-skaleniowe (*kropki*) przedstawiają poprzeczne przekroje prętów L_2

Layered gneiss in section normal to lineation L_2 and transposed foliation S_2. Discontinuous quartzo-feldspathic layers (*dotted*) represent perpendicular sections of L_2 rods

Z przedstawionego obrazu wynika, że więźba odsłaniających się w tej skałce gnejsów warstewkowych musi w dużej mierze składać się z elementów F_2 M_2. Należą do nich wspomniane kwarcowo-skaleniowe pręty, tworzone przez duże, bogate zbliźniaczone, czasem nawet subautomorficzne ziarna plagioklazu oraz równie duże ziarna kwarcu o drzazgowatych podziarnach, ułożonych zgodnie z foliacją S_2 lub nieregularnie mozaikowych. Granice ziarn obu jasnych minerałów są umiarkowanie zatokowe, a plagioklaz jest w mniejszym lub większym stopniu korodowany przez kwarc, co zdaje się być jednak zjawiskiem późniejszym. Plagioklaz zawiera w sobie wrostki dystenu, biotytu i kwarcu. Ułożenie słupków dystenu i drobnych łuseczek biotytu, zarówno wewnątrz blastów plagioklazu jak i poza nimi, jest generalnie poprzeczne do foliacji S_2 (por. Fig. 7). Nie ulega więc wątpliwości, że plagioklazowe duże blasty zamknęły w sobie ślady starszej foliacji S_1. Pręty mają w przekroju soczewkowate zarysy i są znacznie wydłużone. Takie też są kształty ziarn budujących je minerałów. Biotyt tworzy duże blaszki rosnące zgodnie z osiową foliacją S_2 i dużo mniejsze, poprzeczne, należące do reliktowej tu foliacji S_1.

Ponadto w więźbie gnejsu warstewkowego pojawia się nowy składnik — kwarcowo-fibrolitowe przerosty. Syllimanit od innych minerałów skały oddzielony jest wtedy kwarcowym „płaszczem", w którym jest on niejako zatopiony. Syllimanit ów w części pochodzi z rekrystalizacji starszego fibrolitu F_2 M_2 (gęsta bezigiełkowa pilśń, zgodnie ułożona z biotytem, zamienia się w długoigiełkowy fibrolit), w części zaś — bezpośrednio z rozkładu biotytu. W środku strzępiastych koncen-

tracji fibrolitu zachowuje się jeszcze niekiedy reliktowy biotyt z brązowymi barwami pleochroicznymi, zanikającymi ku brzegom blaszek. Kwarc tych bimineralnych agregatów jest nad wyraz agresywny, zwłaszcza w stosunku do plagioklazu, i nadzwyczaj ruchliwy. W jego wnętrzu spotkać można nawet drobne blasty mikroklinu, stanowiące dowód rozkładu biotytu i uwalniania zeń potasu. Kwarc dąży do tworzenia dużych ziarn, spłaszczonych w foliacji, nie tylko korodujących, ale i mechanicznie wypychających spomiędzy siebie starsze, biernie zachowujące się blasty plagioklazu. W efekcie dochodzić może do powstawania czysto plagioklazowych koncentracji, złożonych z drobnych ziarenek plagioklazu o prostych, subautomorficznych granicach. Mobilizacja kwarcu prowadzi zatem do swoistej segregacji minerałów skały. Duże koncentracje kwarcu, czy też kwarcu i plagioklazu tworzących pręty, przyobleczone są wzdłuż ich brzegów w płaszcz, składający się głównie z biotytu i towarzyszącego mu tu granatu. Tego rodzaju segregacja i metamorficzna dyferencjacja właściwa jest już zjawiskom migmatycznym. Podkreślają one lub dodatkowo uwydatniają wcześniej już istniejącą mineralogiczną dwudzielność gnejsów warstewkowych, która w żadnym razie nie może być potraktowana jako produkt wyłącznie procesów migmatytyzacji.

W opisywanym gnejsie warstewkowym znad Jeziora Bystrzyckiego, podobnie jak we wszystkich gnejsach gruboziarnistych zony syllimanitowej, dostrzega się też antypertytowe okienka w dużych blastach plagioklazu F_2 M_2, spotyka się pojedyncze drobne ziarenka mikroklinu z rzadka rozproszone w tle skały lub zamknięte w dużych kwarcowych koncentracjach, a także obserwuje się sporadyczny myrmekit. Dowodzi to nie tylko obecności skalenia potasowego w skale, ale świadczy o ruchliwości jonów K^+, wiążącej się z fibrolityzacją biotytu, o czym przekonują rozliczne sytuacje mikrostrukturalne (*cf.* Żelaźniewicz, 1984a): np. fibrolit rosnący w strefie utworów myrmekitycznych rozdzielających dwa blasty plagioklazu. Należy zaznaczyć, że myrmekit nie może być tu tradycyjnie traktowany jako efekt rozkładu skalenia potasowego. Jego powstanie jest wynikiem innych reakcji jonowych, uruchamiających m. in. wymianę jonów metali alkalicznych i wapnia i wytwarzających nadmiar krzemionki. Proces ten dotyczy tak skaleni, jak i łyszczyków, z których biotyt nierzadko po brzegach zawiera wermikularny kwarc, a nowo powstający muskowit jest w całości z kwarcem w skomplikowany sposób przerośnięty.

Opisywany gnejs warstewkowy znad Jeziora Bystrzyckiego nie wykazuje obecności struktur wiążących się z fazą D_3 — brak mu fałdków F_3, lineacji L_3 czy foliacji S_3. Pozwala to sądzić, że w fazie D_3 skała ta nie doznała już zatem żadnych istotnych przeobrażeń, czy też zauważalnej wewnętrznej przebudowy. Zarysowana wyżej historia tego gnejsu dokonała się w fazie D_1 i D_2. W znacznej mierze została ona zdeterminowana bardzo intensywnym sfałdowaniem tej skały w F_2 i syn- do postkinematyczną rekrystalizacją M_2, nie zmieniającymi jednak oryginalnego mineralogicznie dwudzielnego charakteru owej skały.

Podobną historię, choć naturalnie w szczegółach zależną od intensywności fałdowania F_2 i rekrystalizacji M_2, mają w Górach Sowich i inne grubiej ziarniste gnejsy strefy syllimanitowej. W gnejsach warstewkowych czy smużystych występujących poniżej tej strefy, wobec braku wskaźnikowego fibrolitu, może być trudne rozdzielenie efektów poszczególnych epizodów tektonometamorficznej ewolucji.

Ponieważ zachowane miejscami fragmenty sacharoidalnej więźby zajmują z reguły reliktową pozycję wobec elementów więźby nieregularnej w tych skałach, można przypuszczać, iż fragmenty te mogą i tu reprezentować więźbę F_1 M_1. Zazwyczaj jest ona wyraźniejsza w gnejsach budowanych przez zespół Q—Plg—Bio—Gr±Kya, a znacznie mniej czytelna w gnejsach o składzie Q—Plg—Ksp—Bio—Msc—Gr±Kya. Wiąże się to z trudnościami w utrzymywaniu wzajemnej równowagi przez minerały tego ostatniego zespołu. Stąd w dwuskaleniowych gnejsach, zajmujących znaczne połacie SE części Gór Sowich, gdzie słabo zaznaczyło się tak fałdowanie F_2, jak i rekrystalizacja M_2, często nie sposób jest ustalić, w jakiej mierze z poszczególnymi fazami (D_2, D_3, D_5) wiążą się obserwowane w tych skałach

przejawy mobilizacji kwarcu czy skalenia potasowego, będących w nierównowadze z muskowitem i plagioklazem, a w jakiej wiąże się z nimi tendencja do segregacji tworzących je minerałów, do pogrubiania ziarna i do homofanizacji.

WIĘŹBA F_3 M_3

Nie ulega wątpliwości, że potężna mobilizacja kwarcu (krzemionki) w gnejsach i migmatytach sowiogórskich miała miejsce w fazie D_3 (F_3 M_3) i ona to kształtowała w owym czasie więźby mineralne tych skał. W strefie syllimanitowej zjawisko to związane było zarówno z krystalizacją syllimanitu w efekcie wysokotemperaturowego rozpadu biotytu z równoczesnym wydzieleniem kwarcu, jak i dalszą ewolucją pozycji fibrolitu, zmierzającego do tworzenia bimineralnych kwarcowo-syllimanitowych przerostów, widocznych megaskopowo w postaci nodul, z których zostały usunięte tak alkalia i wapń, jak żelazo i magnez (Żelaźniewicz, 1984a). Proces ów w oczywisty sposób narzucał skale autometasomatyczną wymianę składników, w ich jonowej postaci, dokonującą się w układzie generalnie zamkniętym. W skali mikroskopowego szlifu objawiało się to widoczną „mobilizacją" mineralnych składników skały, głównie kwarcu.

Objawy mobilizacji kwarcu w dwuskaleniowych gnejsach (metapelitycznych), czy też gnejsach aplitoidowych, poza strefą syllimanitową, wiążą się z istniejącym brakiem równowagi między minerałami tych skał, co także zmuszało owe minerały do jonowej wymiany składników, przejawiającej się, między innymi, właśnie ruchliwością krzemionki (kwarcu).

Związek kwarcowo-syllimanitowych nodul z fazą D_3 dokumentowany jest faktem przerastania przez nie przegubów fałdów F_3 i spłaszczenia ich zgodnego z powierzchniami osiowymi tych fałdów oraz penetratywną, transpozycyjną foliacją S_3 (Fig. 10). Transpozycyjna zależność foliacji starszych i foliacji S_3 sprawia, że w miejscach pozbawionych fałdów nodule zdają się należeć do foliacji S_2 czy też S_1, co jest wszelako przynależnością tylko pozorną. Nigdzie bowiem nie zauważyłem, aby nodule wyznaczały fałdy F_3. Nierzadko natomiast można obserwować jak pilśniowy fibrolit, z nikłym towarzystwem kwarcu, ale w wyraźnym związku ze swym biotytowym protoplastą, leży na powierzchniach wyginanych w F_3, i jak dopiero po fałdowaniu, już w strukturze fałdów F_3 i pod ich strukturalną kontrolą, dochodzi do segregacji materii skały. Prowadzi ona do rozwoju bimineralnych, spłaszczonych, mniej lub bardziej przerastających się z resztą więźby, skupień kwarcowo-syllimanitowych, przyjmujących dość często — choć wcale nie zawsze — w przypadkach znaczniejszego zaawansowania owego procesu dyskowatą, nodularną formę. Takie kwarcowo-syllimanitowe nodule czy mniej wyraźne agregaty otoczone są zwykle wianuszkiem biotytu, stowarzyszonego nierzadko z drobnym plagioklazem. Jest to materiał wyraźnie mechanicznie usunięty poza miejsce ich wzrostu.

Nie zawsze jednak pojawienie się nodul pociąga za sobą znaczne przekształcenia istniejącej więźby skały. W niechętnie rekrystalizujących gnejsach łuseczkowych zdarza się, że kwarcowo-syllimanitowy agregat nakłada się tylko strefowo, „plamiście", na właściwą im więźbę sacharoidalną. Badając pod mikroskopem struk-

turę fałdków F_3 można dostrzec, że w agregacie takim znajdują się relikty fibrolitu starszego, ułożonego zgodnie ze sfałdowanymi powierzchniami $S_2(= S_1)$, oraz fibrolit młodszy, którego główna masa zorientowana jest równolegle do powierzchni osiowych S_3 tych fałdów (Fig. 29). Ponieważ reszta skały zachowuje swą więźbę

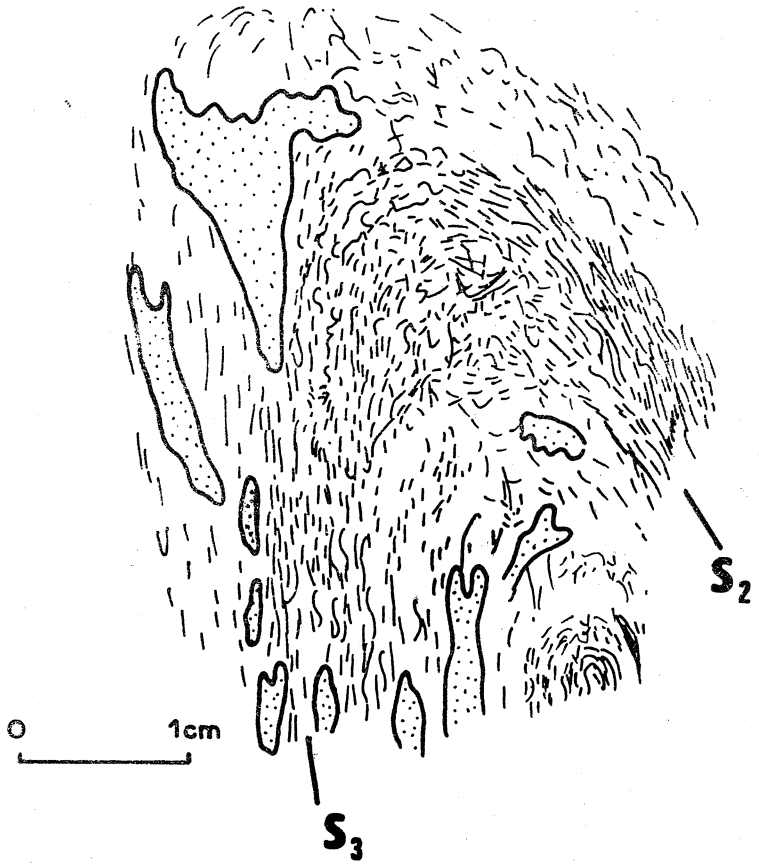


Fig. 29. Kwarcowo-syllimanitowe przerosty i nodule równoległe do powierzchni osiowych S_3, rozwijające się ze starszych fibrolitowych agregatów ułożonych zgodnie ze sfałdowanymi powierzchniami foliacji S_2

Quartz-sillimanite intergrowths and nodules parallel to S_3 axial planes, developing from older fibrolite aggregates distributed along folded surfaces of S_2 foliation

nienaruszoną, wydaje się, iż dokonująca się tu rekrystalizacja była selektywnie ograniczona wyłącznie do Q—Sil agregatów, w obrębie których oba minerały dążyły do wytworzenia wzajemnej równowagi teksturalnej, to znaczy usunięcia fibrolitowych igiełek z wnętrza ziarn kwarcu i ułożenia ich wokół tych ziarn. Na zewnątrz strefy ulegającej transformacji wypychane były te ziarna mineralne, które były bierne lub zbędne w procesie owej rekrystalizacji — np. wspominany wyżej biotyt, plagioklaz czy granat.

Ewolucja więźby $F_3 M_3$ skał sowiogórskich odbywała się także pod wpływem zaznaczającego się w fazie D_3 uaktywnienia potasu. W pewnej mierze było to naturalną konsekwencją procesu fibrolityzacji biotytu, uwalniającego m. in. właśnie jony potasu. Wszelako tylko część obserwowanych mikrostruktur może być objaśniona tymże procesem.

Poza mikroklinowymi gnejsami oczkowymi (Fig. 2) skaleń potasowy pojawia się w zmiennych ilościach w różnych miejscach Gór Sowich (Fig. 50), zarówno w skałach strefy syllimanitowej jak i poza nią. Pewna ilość tego skalenia powstała w wyniku rekombinacji połączeń potasu uwolnionego z biotytu czy muskowitu w czasie fibrolityzacji. Wobec braku odpowiednich dowodów mikrostrukturalnych należy sądzić, iż nie odbywało się to wszakże drogą nieciągłej reakcji izograd Msc + Q = Sil + Ksp + H_2O, nie mającej żadnego znaczenia dla skał sowiogórskich (Żelaźniewicz, 1984a).

Brak prawidłowości w występowaniu skalenia potasowego nie pozwala na przywiązanie go do jakiegoś konkretnego horyzontu litologicznego (Fig. 50). Minerał ten jest spotykany we wszystkich teksturalnych odmianach gnejsów. Występuje on pod różnymi postaciami, z których dwie najczęstsze to:

— czyste, pozbawione wrostków, często izometryczne blasty mikroklinu lub ortoklazu, nie wykazujące objawów zastępowania, o prostych granicach;

— duże, zazwyczaj pertytowe ziarna mikroklinu o nieregularnych zarysach, przeważnie z licznymi wrostkami plagioklazu, kwarcu, biotytu (Pl. V).

Pertytowe przerosty w takich dużych blastach mikroklinu nierzadko wykazują bezpośredni związek i ciągłość optyczną z plagioklazem inkluzji lub otoczenia, co wraz z obwódkami reakcyjnymi i korozyjnymi granicami wrostków zdaje się świadczyć o zastępowaniu plagioklazu przez skaleń potasowy. Z faktu, iż mikroklinowe poikiloblasty ulegają już kataklastycznej deformacji D_4, a nie są jeszcze praktycznie obecne w więźbie F_2 M_2, wynika, że zasadniczy okres ich blastezy łączy się z metamorficznymi procesami M_3 w fazie D_3. Rosnący wtedy skaleń potasowy jest wyraźnie agresywny w stosunku do plagioklazu, podobnie zresztą jak i rekrystalizujący w tym czasie kwarc.

W dwuskaleniowych gnejsach strefy syllimanitowej charakterystycznym elementem więźby jest poikiloblastyczny muskowit. Tworzy on skomplikowane przerosty z kwarcem, świadczące o wyraźnym braku równowagi między tymi dwoma minerałami (Pl. VI). Łyszczyk ów, występujący w zazwyczaj bliskim kontakcie z syllimanitem, często nawet bezpośrednio nań narastającym, jest w istocie nietrwały i stanowi tylko fazę przejściową w procesie fibrolityzacji biotytu (Żelaźniewicz, 1984a). Proces ten przebiega drogą reakcji ciągłych i wymiany jonów pomiędzy składnikami skały. Biotyt po usunięciu zeń Mg i Fe zamienia się w muskowit, który, będąc w nierównowadze z kwarcem, przekształca się w fibrolit.

Pozycja strukturalna drobnych, pozbawionych wrostków blastów mikroklinu nie zawsze jest jasna. Część takich ziarn skalenia potasowego, szczególnie w gnejsach plagioklazowych, rodziła się — jak wspominałem — w trakcie fibrolityzacji F_3 M_3. Wszaleko można dostrzec, że w gnejsach spoza zony syllimanitowej blasty tego rodzaju współwystępują w sacharoidalnej więźbie w równowadze z minerałami zespołu Q—Plg—Bio—Msc—Gr±Kya, co sugerowałoby, że pewna część obserwowanego dziś skalenia potasowego należała już do więźby F_1 M_1.

Tak więc charakterystycznymi kryteriami, pozwalającymi na rozpoznanie więźby F_3 M_3 są:

— obecność kwarcowo-fibrolitowych przerostów,

— obecność wyraźnie pozbawionych równowagi przerostów kwarcowo-muskowitowych,

— przejawy znaczne re- i neokrystalizacji kwarcu jako dużych, nieregularnych ziarn, podzielonych na równie nieregularne podziarna,

— blasteza dużych mikroklinowych poikiloblastów, w części odbywająca się na koszt plagioklazu,

— generalne powiększenie rozmiarów ziarna mineralnego.

Metamorficzne procesy zachodziły syn- i posttektonicznie w stosunku do deformacji D_3, przy czym im grubsze było ziarno skały, tym większy był zakres przeobrażeń, im drobniejsze — tym tych przeobrażeń mniej i tym węższy ich zakres.

Ogólne pogrubianie ziarna skały, nie tylko minerałów jasnych, ale i biotytu, prowadziło do pewnego zaniku wcześniejszego uporządkowania w ułożeniu blaszek łyszczyków. W strefach przegubowych fałdów F_3 mógł się niekiedy wytworzyć homofanizujący skałę układ mniej więcej równowymiarowych blastów.

Wzrost stopnia bezładności dostrzegalnej w więźbie $F_3\,M_3$ związany był także z działaniem czynnika tektonicznego, czyli fałdowania F_3. W miejscach powszechnego występowania fałdów F_3 osiowa foliacja S_3 przecina foliacje starsze ($S_2 = S_1 = S_0$). W sfałdowanej więźbie $F_1\,M_1$ lub $F_2\,M_2$ pojawia się młodszy biotyt, rekrystalizujący równolegle do powierzchni S_3 (Pl. VII). Ułożenie łyszczyku wzdłuż dwóch tnących się powierzchni także nadaje skale cechy tekstury bezładnej.

W ogóle efektem interferencji starszej więźby z więźbą $F_3\,M_3$ jest właśnie powstawanie bezładnej, stosunkowo gruboziarnistej struktury (Fig. 30), co dobrze jest widoczne zarówno przy obserwacji mikro-, jak i megaskopowej. Granice ziarn kwarcu i plagioklazu mają różne kształty: starsze ziarna są bardziej izometryczne

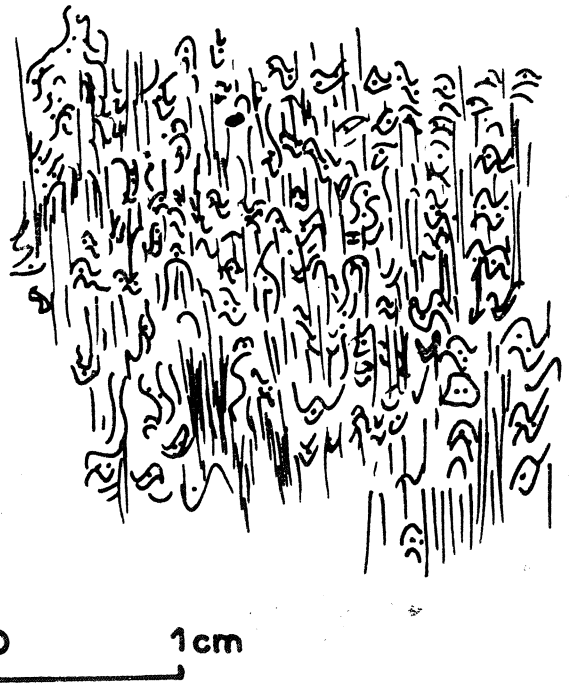


Fig. 30. Mikrofałdy F_3 wprowadzające bezład w teksturze skały

F_3 microscopic folds bringing about randomization of rock texture

i regularne, młodsze są bardziej zatokowe i większe. Owa różnorodność kształtów i rozmiarów ziarna mineralnego właściwa jest więźbie F_3 M_3.

W przekrojach prostopadłych do lineacji L_3 widać, że starsza foliacja (S_2, S_1, S_0) została sfałdowana w drobniutkie fałdki F_3, co nadaje skale pozory owej bezładności (Fig. 30). Fałdki te są zauważalne tam, gdzie skała wykazuje laminację czy warstewkowanie. Przy ich braku bowiem fałdki są niewidoczne, mimo iż skała fałdowaniu uległa i jej obecna ziarnista więźba jest właśnie tego wynikiem. Więźba F_3 M_3 jest więźbą wyraźnie poligeniczną, złożoną z sąsiadujących ze sobą elementów, tworzących się w różnych czasowo fazach tektonometamorficznej ewolucji skał sowiogórskich.

WIĘŹBA F_4 M_4

Choć faza D_4, jak już wspominałem, nie łączyła się z żadną rozpoznawalną rekrystalizacją metamorficzną, to skały poddane ciągliwemu ścinaniu poczęły w tym czasie strefowo rejestrować objawy retrogresywnych przeobrażeń. Jednym z najwyraźniejszych był wzrost wtórnego muskowitu kosztem syllimanitu i skalenia potasowego w obecności wody prowadzonej wzdłuż stref ciągliwego ścinania (Żelaźniewicz, 1984a). Dzięki aktywności H_2O i wolnych jonów K^+ muskowit taki tworzy się też kosztem syllimanitu i kwarcu, narastając na fibrolitowych wiązkach poprzez stadium drobnołuseczkowego agregatu, niekiedy zaś także i kosztem plagioklazu oraz biotytu rozdrobnionych w mylonitycznych pasemkach (por. s. 281). Stąd też ów wtórny, późny muskowit jest również obecny w poddanych ścinaniu skałach spoza zony syllimanitowej. Z obserwacji terenowych wynika, że taki późny muskowit spotkać można także w skałach nie wykazujących widocznych objawów ciągliwej deformacji mylonitycznej, leżących wszelako w pobliżu stref ścinania. Muskowit ten narasta bezładnie w istniejącej więźbie w formie dużych blaszek, widocznych równie dobrze megaskopowo, jak i pod mikroskopem, co pozwala śledzić różne stadia pośrednie tego procesu.

WIĘŹBA F_5 M_5

Faza D_5 — ostatnia w tektonometamorficznej ewolucji gnejsów — przyniosła dalsze, znamienne przeobrażenia więźby skał sowiogórskich. Efekty owych przeobrażeń widoczne są w wielu miejscach Gór Sowich (Fig. 25), często lepiej megaskopowo niż mikroskopowo, zwłaszcza w gruboziarnistych gnejsach poza strefami syllimanitową i kordierytową. Gołym okiem można rozpoznać partie homofanicznych, równoziarnistych skał o charakterystycznym perlistym uziarnieniu, pochodzącym przede wszystkim od plagioklazu, a w mniejszym stopniu od kwarcu, zacierającym wcześniejsze kierunkowe elementy strukturalne, zarówno planarne jak i linijne. Takie zhomofanizowane partie odpowiadają strefom przegubowym fałdów F_5. Wewnątrz tych stref można znaleźć charakterystyczne leżące, półkruche (ang. *semi-brittle*) drobne fałdki F_5. Zależność ta wskazuje niedwuznacznie, że homofanizacja postępuje po fałdowaniu F_5, z którym zresztą jest przyczynowo związana.

W gnejsach strefy kordierytowej widać, jak znacznym przeobrażeniom ulegała ich więźba w trakcie krystalizacji kordierytu. Wzrost tego minerału jest dobrze czasowo określony w schemacie strukturalnym, gdyż odbywa się on w strukturze rodzących się gnejsów homofanicznych — tych, które są niewątpliwie związane z fałdowaniem F_5. Kordieryt jest równoczesny z homofanizacją, choć nie jest z nią związany przyczynowo. Homofanizacja jest bowiem w Górach Sowich procesem regionalnym, wywołanym nagłym odprężeniem i zanikiem ciśnień kierunkowych, kordieryt zaś pojawia się tylko w południowo-zachodniej części tych gór, skutkiem znacznego podwyższenia temperatury, nie odczuwanego w pozostałej części regionu (Żelaźniewicz, 1984b). Oczywiśnie nie oznacza to, że kordieryt występuje wyłącznie w gnejsach homofanizowanych, gdyż w rejonie ogarniętym owym podgrzaniem (zona kordierytowa; Fig. 50) minerał ten znajduje się w różnych odmianach teksturalnych, przeważnie jednak mniej lub bardziej homofanizacji ulegających. Blasteza kordierytu związana jest tutaj z intensywnymi reakcjami metamorficznymi, a więc ze znaczną rekrystalizacją skały, pozostawiającą jej mineralne składniki w nierównowadze (Żelaźniewicz, 1984b).

Początkowe stadia homofanizacji odbywają się zawsze pod kontrolą istniejącej foliacji. Stąd często skała, mimo wyraźnie granitoidowego uziarnienia jasnych minerałów, nadal wykazuje teksturę gnejsową. Jej zniszczenie i zanik kierunkowości dokonuje się w dalszych stadiach tego procesu. Postępujący w efekcie rozrost ziarna skały odbywa się strefowo, selektywnie. Najpierw grubieją ziarna mineralne lamin pierwotnie uboższych w łyszczyki. Tutaj kwarc i skalenie od razu wyrastają jako duże okrągławe ziarna. Ziarno lamin bogatszych w łyszczyki grubieje wolniej. Skutkiem takich dysproporcji w homofanizowanej skale widoczne jest kontrastowe zróżnicowanie rozmiarów ziarna. Dlatego też najłatwiej ulegają homofanizacji gruboziarniste, mineralogicznie dwudzielne gnejsy warstewkowe, najsłabiej zaś — drobnoziarniste gnejsy łuseczkowe i masywne.

Statyczna rekrystalizacja postępująca w gnejsie warstewkowym mogła zupeł-

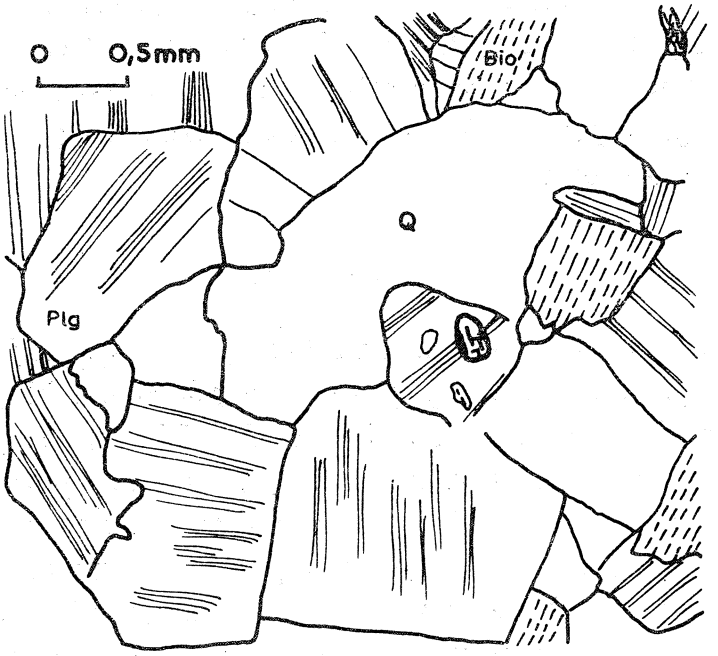


Fig. 31. Więźba gnejsu homofanicznego. W centralnym ziarnie plagioklazu wrostki dystenu (wysoki relief), biotytu (*kreskowane*) i kwarcu (*bez szrafury*)

Fabric of homophanous gneiss. In central plagioclase grain inclusions of kyanite (high relief), biotite (*dashed*) and quartz (*blank*)

nie ominąć biotyt, powodując tylko mechaniczne przemieszczenia blaszek łyszczyku, co prowadziło do lokalnych koncentracji minerałów ciemnych, wywołanych rozrostem i „rozpychaniem" się składników jasnych. Relacje mikrostrukturalne wskazują, że najpierw krystalizował plagioklaz, potem dopiero kwarc, względnie, że krystalizacja kwarcu skończyła się później. W stosunku do skały wyjściowej ziarna plagioklazu są większe, zdecydowanie okrągławe, subautomorficzne lub nawet zupełnie automorficzne. Również kwarc dąży do tworzenia dużych, równowymiarowych ziarn o prostych granicach (Fig. 31).

Wyraźnie widać, iż minerały skał homofanizowanych nabierają kształtów charakterystycznych dla stanu niskiej międzyścianowej energii swobodnej (ang. *interfacial free energy*), która — jak wiadomo — jest niska, gdy ziarna mineralne nie są zbytnio anizotropowe w stosunku do ich krystalicznej struktury i właściwej krystalograficznej postaci. Homofanizacja M_5 jest więc procesem, widocznym w całych Górach Sowich (Fig. 2, 25), zmierzającym do uzyskania przez minerały skał sowiogórskich wzajemnej równowagi teksturalnej i termodynamicznej, co w części przynajmniej byłoby powrotem do stanu uzyskanego niegdyś w fazie D_1 (F_1 M_1), a utraconego w fazach późniejszych.

Jest rzeczą zrozumiałą, że homofanizacja musiała zaznaczyć się najsilniej w gruboziarnistych gnejsach warstewkowych czy smużystych. Dążyła ona bowiem do likwidacji stosunkowo największej nierównowagi, w jakiej pozostawały składniki tych skał. Znacznie większy stopień równowagi panujący pomiędzy minerałami drobniej ziarnistych gnejsów smużystych, łuseczkowych, czy masywnych sprawiał, iż w dużo mniejszym stopniu były one podatne na procesy homofanizacji.

Skutkiem różnic w podatności na deformację ciągliwą, istniejących między kwarcem i skaleniami, wiele ziarn kwarcu ma charakterystyczne kształty wynikłe ze ściśnięcia ich między sztywniejszymi blastami plagioklazu. Ziarna takie wykazują podział na silnie przewężane, długie, „drzazgowate" podziarna, układające się zgodnie z granicami sąsiednich blastów skalenia. Mniej podatne ziarna plagioklazu miewają wyginane i uskokowane prążki bliźniacze lub też są po prostu spękane.

Objawy kataklazy widoczne w gnejsach zhomofanizowanych wywołane są, jak się zdaje, przede wszystkim wzajemnym oddziaływaniem rozrastających się ziarn, którym poczynało brakować miejsca w skale, co tłumaczyłoby obserwowaną różnorodność efektów rozładowywania powstających w taki sposób naprężeń. Poza deformacją blastów kwarcu i skaleni dostrzega się różnokierunkowe załomowanie blaszek łyszczyków, wyraźnie zależne od konfiguracji najbliższego, sztywniejszego otoczenia.

Homofanizacja skał sowiogórskich polegała na rekrystalizacji powiększającej rozmiary i „zaokrąglającej" kształty ziarna mineralnego. Dotyczyło to przede wszystkim minerałów jasnych, zwłaszcza plagioklazu, który rozrastał się w stosunkowo duże (2—7 mm) blasty o subautomorficznych, a czasami nawet i automorficznych zarysach, nadających skale owe megaskopowo widoczne perliste uziarnienie.

W najbardziej znanych gnejsach homofanicznych z Potoczka, wywodzących się z gruboziarnistego gnejsu warstewkowego, plagioklaz zawierać może, poza owalnymi, także i linijne amebowate wrostki kwarcu, stowarzyszone niekiedy ze strzępkami zmuskowityzowanego fibrolitu. Tego rodzaju sytuacje świadczą, że plagioklaz rosnący w czasie homofanizacji nie tylko wykorzystywał starsze ziarna Plg jako zarodki, ale mógł otaczać i pochłaniać tak pojedyncze minerały, jak i całe fragmenty wcześniejszej więźby skały.

Minerałem powszechnie ulegającym w czasie homofanizacji kolejnej już rekrystalizacji jest naturalnie kwarc. Tym razem tworzy on wielkie, w przybliżeniu izometryczne ziarna, dzielące się na podziarna o zatokowych lub bardziej nieregularnych ząbkowanych granicach, z mniej lub bardziej wyraźnym wewnętrznym odkształceniem (plamiste wygaszanie światła).

Powiększeniu ulegają także blasty łyszczyków, a nawet minerałów akcesorycznych, jak granat i apatyt. Dominujący tu biotyt rozrastał się na duże blaszki lub też też tworzył wieloblaszkowe skupienia, wypełniające przestrzenie między ziarnami minerałów jasnych.

Istotną cechę procesu homofanizacji $F_5 M_5$ opisywanych powyżej gnejsów z Potoczka i innych odmian gnejsów sowiogórskich stanowi niezmienność ich składu mineralnego. Jeśli nie liczyć przemiany Sil w Msc, to gnejs homofanizowany jest mineralogicznie identyczny z gnejsem wyjściowym. Jest to oczywiste potwierdzenie teksturalnego charakteru przebudowy więźby tych skał w fazie D_5, odbywającej się w temperaturze generalnie poniżej trwałości fibrolitu.

W gnejsach dwuskaleniowych, zasobniejszych w skaleń potasowy, przejawy homofanizacji są dużo bogatsze. W efekcie rekrystalizacji obok plagioklazu pojawiają się bowiem również nowe blasty mikroklinu i muskowitu. Ów mikroklin jest tu zawsze dużo bardziej aktywny niż plagioklaz, który czasami pozostawał zupełnie bierny skupiając się jedynie w monomineralne koncentracje drobnych ziarn, gdzie spychany był mechanicznie przez rozrastające się ziarna kwarcu i skalenia potasowego (Fig. 32). Skutkiem zachodzącej rekrystalizacji było, obok postępującej blastezy muskowitu, jednoczesne zastępowanie tego łyszczyku przez skaleń potasowy. Świadczyłoby to o warunkach termicznych homofanizacji, umożliwiających rozpad muskowitu na rzecz najwyraźniej bardziej tu trwałego mikroklinu, ale nie dopuszczających do wzrostu syllimanitu.

Jak już wspominałem, niekiedy obserwuje się dowody na proces homofanizacji starszej od fazy D_5, dokonujący się w strukturze fałdów F_3 (okolice Walimia, Jod-

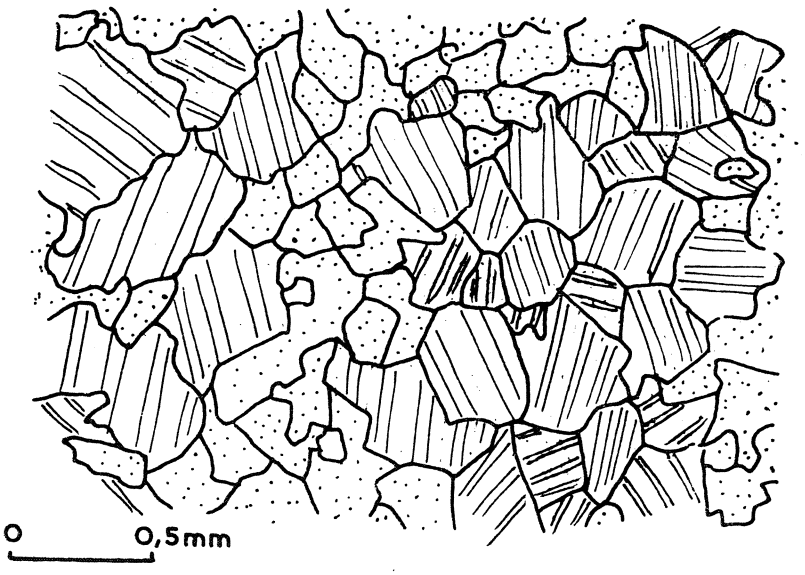


Fig. 32. Monomineralne plackowate koncentracje ziarn plagioklazu (*kreskowane*) wywołane mobilizacją kwarcu (*kropki*)

Monomineral spotty concentrations of plagioclase grains (*lined*) evoked by quartz (*dotted*) mobilization

łownika). To charakterystyczne ujednorodnienie więźby zdaje się tu następować w strefie powierzchni osiowych S_3. W gnejsach homofanicznych, występujących w pobliżu płd.-zach. krawędzi Gór Sowich, można czasami dostrzec nakładanie się przejawów ciągliwej mylonityzacji D_4 na już zhomofanizowaną strukturę skały. Pozwala to przypuszczać, że przy końcu fazy D_3 istniały lokalnie warunki do statycznej homofanizacji, objawiającej się właściwie w taki sam sposób jak późniejsza homofanizacja M_5. W stosunku do tej ostatniej jedyną, ale bardzo ważną, różnicą była wyższa temperatura procesu, zapewniająca tu trwałość syllimanitowi, a więc minerałowi, który w czasie statycznej rekrystalizacji M_5 przekształcał się retrogresywnie w jasny łyszczyk. Poza dwoma wspomnianymi kryteriami strukturalnymi i kryterium trwałości syllimanitu brak jest innych cech, pozwalających na rozróżnienie efektów homofanizacji M_3 i M_5.

Objawy homofanizacji starszej od D_5 dostrzegalne są głównie w gnejsach dwuskaleniowych, zawierających pierwotny skaleń potasowy. W gnejsach takich notuje się, wspominaną już, znaczną aktywność skalenia potasowego w fazie D_3. W dwuskaleniowych gnejsach homofanicznych można nierzadko dostrzec, iż obok prostej rekrystalizacji, powiększającej i automorfizującej ziarno plagioklazu, odbywa się tu wzrost pokaźnych blastów mikroklinowego mikropertytu, nad wyraz agresywnego względem swego otoczenia. Szczególnie atakowany jest właśnie plagioklaz, pochłaniany wespół z kwarcem i biotytem przez rosnące blasty skalenia potasowego, którym towarzyszy mniej lub bardziej obfity myrmekit. Spostrzeżenia te zdają się sugerować, że gnejsy dwuskaleniowe mogły ulegać homofanizacji już w fazie D_3. W przypadku nakładania się jednej homofanizacji na drugą efekty dla więźby skały spoza strefy syllimanitowej będą takie same, jakie byłyby przy tylko jednym epizodzie homofanizującym.

UWAGI O MIGMATYTYZACJI

Jak już wspomniałem, większość gnejsów sowiogórskich wykazuje mniej lub bardziej migmatyczny charakter. Procesy metamorficzne kształtujące te skały i wpływające na opisane w poprzednim rozdziale przeobrażenia ich więźby działały tym samym w kierunku tworzenia się migmatytów, których petrograficzna dwuczęściowość — melanosom i leukosom — jest wszelako tylko pełniejszym wyrażeniem teksturalnej zmienności składu mineralnego, istniejącej już wcześniej w gnejsach warstewkowych, smużystych czy laminowanych.

Zdaniem Kryzy (1981) istotą migmatytyzacji była przede wszystkim metamorficzna dyferencjacja, przynajmniej w odniesieniu do dominujących tu flebitów. Przekształcenia więźby skał sowiogórskich w sporej części polegają w istocie na różnicowaniu ich tekstur i składu w efekcie selektywnie działających procesów metamorficznych. Wygląd i charakter migmatytu są w ogromnej mierze zdeterminowane przez cechy skały wyjściowej oraz intensywność owych procesów. Niemniej jednak w każdym właściwie przypadku można określić, z jakiej odmiany teksturalnej gnejsów wywodzi się dany migmatyt. Tworzenie się migmatytów było w Górach Sowich procesem długotrwałym, odbywającym się w kolejnych epizodach metamorficznych, od M_1 poczynając, przy czym kolejny epizod często modyfikował lub wzmacniał cechy wcześniej już rozwiniętego migmatytu, zwłaszcza w jego części leukosomowej.

Zgodnie ze słuszną i powszechnie przyjmowaną propozycją Mehnerta (1971) o nazwaniu skały migmatytem powinna decydować obecność w niej przynajmniej dwóch mineralogicznie odmiennych zespołów, z których jeden ma megaskopowo cechy granitu, pegmatytu lub aplitu, a drugi ma cechy skały metamorficznej. Takie megaskopowe kryteria teksturalne odróżniania migmatytów od innych skał z natury rzeczy nie tworzą zbyt ostrych granic, przeto nie mogą być one stosowane w sposób przesadnie skrajny, jak to się — także i w Górach Sowich — w przeszłości zdarzało.

Z powyższych względów trudno jest, naturalnie, mówić o jakichś szczególnych typach migmatytów sowiogórskich, które w sposób istotny byłyby różne od wyjściowych gnejsów. Można natomiast scharakteryzować te nowe, łatwo rozpoznawalne elementy teksturalne, które właśnie megaskopowo migmatyty od gnejsów wyróżniają. Są to przede wszystkim żyłki, warstewki, segregacje, gniazda, *etc.*, leukokratycznego materiału o wyglądzie aplitu, pegmatytu, względnie granitu, o różnym kształcie i stosunku do ciemniejszego, gnejsowego otoczenia.

Wspominana już zależność migmatytyzacji od teksturalnych i mineralogicznych cech skały wyjściowej sprawia, że taką charakterystykę sowiogórskich migmatytów najwygodniej jest przedstawić w odniesieniu do podstawowych odmian gnejsów. Przyjmując zasadniczy podział migmatytów na nebulity i flebity łatwo zauważyć, iż nebulity wywodzą się głównie z gnejsów homofanicznych oraz z gnejsów pozbawionych laminacji, flebitami zaś mogą stać się wszystkie warstwowane czy laminowane gnejsy, a także wszystkie skały przecinane wystarczająco gęsto jasnymi leukokratycznymi żyłkami, co zresztą jest w Górach Sowich przypadkiem raczej rzadkim.

MIGMATYTYZACJA W GNEJSACH WARSTEWKOWYCH

Skutkiem swej mineralogicznej dwudzielności gnejsy warstewkowe zdają się na pierwszy rzut oka dość dobrze odpowiadać podanej wyżej definicji migmatytu. Zapewne dlatego zostały one nazwane przez Kryzę (1981) migmatytami warstewkowymi. Wszaleko owa mineralogiczna dwudzielność, czyli widoczne dobrze warstewkowanie tych skał — nie mające zresztą ani granitowego, ani pegmatytowego, ani nawet aplitowego charakteru — nie jest wcale wynikiem migmatytyzacji, lecz stanowi ich cechę szczególną od początku ich tektonometamorficznej historii. Warstewkowanie to bowiem, ujęte już w fałdki F_1, musi być od fałdowania F_1 starsze, a więc najprawdopodobniej odziedziczone jeszcze po stadium osadowym i pierwotnym teksturalnym zróżnicowaniu składu warstwowanego sedymentu. W przeciwnym razie musiałoby ono powstać w trakcie jakiegoś dyferencjującego skałę epizodu metamorficznego, wyprzedzającego najstarsze deformacje fałdowe, na istnienie którego brak jest wszelako jakichkolwiek danych, zwłaszcza że inne odmiany teksturalne gnejsów nie notują przejawów tak wczesnej metamorficznej dyferencjacji, a nie sposób sądzić, iż mogłaby się ona dokonać bez udziału czynnika tektonicznego. Należy zatem przypuszczać, że zróżnicowanie gnejsów warstewkowych na jasne i ciemne warstewki nie jest efektem migmatytyzacji, lecz zostało zachowane po pierwotnej skale osadowej i zakonserwowane przez pierwszą metamorficzną foliację S_0.

Sytuacja taka zgodna byłaby z generalnie statycznym charakterem najstarszej fazy metamorficznej M_1 i zgadzałaby się z obserwowanym w różnych odmianach gnejsów sacharoidalnym typem więźby $F_1 M_1$.

Naturalnie ta pierwotna mineralogiczna segregacja skały została w czasie metamorficznej rekrystalizacji dodatkowo podkreślona i wzmocniona. Przerywany, niezbyt regularny przebieg jasnych warstewek jest w dużej mierze spowodowany czynnikami strukturalnymi — transpozycją foliacji $S_1 = S_0$ do S_2 oraz intersekcją foliacji S_1 i S_2 przy wspominanej już gruboziarnistej rekrystalizacji plagioklazu i kwarcu. Prowadzi to oczywiście do zacierania wyrazistości rysunku warstwowania. Skała — przy jej grubym ziarnie — staje się jakby niezbyt regularnie laminowana, uwydatniając pewne cechy migmatytu. W efekcie selektywnej rekrystalizacji minerałów gnejsów warstewkowych ich ciemne warstewki wykazują cechy słabo ulegającego przeobrażeniom drobnoziarnistego gnejsu łuseczkowego, zaś bardziej podatne na rekrystalizację warstewki jasne budowane są przez duże, częściowo wzajemnie przerastające się, ksenomorficzne ziarna plagioklazu i kwarcu. W sąsiedztwie takich pokaźnych blastów spotyka się warstewkowe koncentracje minerałów femicznych, biotytu i granatu, wypchniętych na zewnątrz w czasie owej rekrystalizacji (Pl. VIII: 1, 2).

Zaznaczająca się metamorficzna dyferencjacja prowadziła do tworzenia się znacznych monomineralnych koncentracji, które po części przeradzały się potem w duże pojedyncze ziarna. W taki sposób dochodziło do rozwoju skupień składających się np. wyłącznie z blastów starszego plagioklazu (Pl. IV: 3), czy też wielkich blastów kwarcu zbudowanych w zasadzie z wielu podziarn o dłuższych granicach zgodnych z foliacją skały, wzdłuż których gromadzi się spora ilość drobnych blaszek biotytu.

Innym efektem segregacji minerałów skały był wspominany już rozwój kwarcowo-syllimanitowych agregatów, z którym znów łączyła się znaczna ruchliwość jonów, zwłaszcza potasu, sygnalizowana pojawianiem się myrmekitu, antypertytu, a stosunkowo najrzadziej drobnego, interstycjalnego i pozbawionego wrostków mikroklinu.

Stosując terminologię właściwą migmatytom, można by powiedzieć, że notowany przez gnejsy warstewkowe proces metamorficznej dyferencjacji przyczyniał się dodatkowo do istniejącego zróżnicowania tych skał na część jasną — leukosomową*, oraz ciemną — melanosomową. Owa mineralogiczna dwuczęściowość nie była wszelako wynikiem migmatytyzacji, ale została odziedziczona po pierwotnej skale osadowej.

Swoistym procesem migmatycznym (*sensu* Sederholm, *fide* Mehnert, 1971) była opisywana już homofanizacja, widoczna w gnejsach grubo- i średnioziarnistych, a zwłaszcza właśnie w gnejsach warstewkowych. Prowadziła ona do rozwoju w tych skałach mniej lub bardziej wyraźnych tekstur nebulitycznych. W rzadko spotyka-

* Zgodnie z sugestią Kryzy (1981) terminu melanosom użyto tu na oznaczenie ciemniejszej części migmatytu, bogatszej w biotyt i inne składniki maficzne, terminu leukosom — na określenie jaśniejszej części migmatytu, bogatszej w składniki jasne, głównie kwarc i skalenie.

nych przypadkach ich pełnego wykształcenia, obecność fragmentów nadal zachowujących kierunkową więźbę lub też skał innego typu litologicznego sprawia, że nebulit taki nabiera niekiedy cech agmatytu (Żelaźniewicz, 1979).

MIGMATYTYZACJA W GNEJSACH SMUŻYSTYCH

W gnejsach smużystych, z racji właściwych im cech teksturalnych, zgodne z foliacją partie leukosomowe mają niezbyt ostre granice z melanosomem. Mechanizm metamorficznej dyferencjacji, podobnie jak w gnejsach warstewkowych, działał w kierunku wyraźniejszej segregacji minerałów skały.

Melanosom to pakietowe koncentracje małych blaszek biotytu i muskowitu, tej wielkości co łyszczyki w leukosomie, doskonale zgodnych z foliacją, którym towarzyszą ziarna granatu, agregaty fibrolitu, koncentracje drobnych sacharoidalnych blastów plagioklazu.

Leukosom, o ziarnie zawsze grubszym niż melanosom, stanowią tu z reguły aplitowate, a rzadziej pegmatytowe partie o dość zmiennym składzie. Mogą je tworzyć duże ziarna kwarcu, między którymi tkwią małe skorodowane blasty plagioklazu, trochę drobnych blaszek biotytu oraz w pobliżu melanosomu sporadyczny granat i syllimanit. W innych przypadkach leukosomowe partie budowane są przez drobne, w dużej mierze sacharoidalne ziarna plagioklazu, nie wykazujące objawów reakcji zastępowania i ilościowo znacznie przeważające nad drobnymi ziarnami kwarcu.

Wydaje się, że taki leukosom rozwija się przede wszystkim wskutek ogromnej ruchliwości i aktywności kwarcu. Inne składniki migmatytyzowanej w ten sposób skały ulegają w zasadzie biernemu przegrupowaniu, w zależności od „żądań" mobilnego i przemieszczającego się kwarcu, który wymusza tworzenie się jedno- lub wieloskładnikowych koncentracji innych minerałów.

Także dzięki właściwym gnejsom smużystym cechom teksturalnym właśnie w tych skałach najłatwiej jest dostrzec przejawy dokonującego się w strukturze fałdów F_3 migmatycznego zróżnicowania więźby tych skał.

Oto gnejs smużysty, którego jasne smugi zbudowane są z sacharoidalnych ziarn kwarcu i plagioklazu (większych niż Q i Plg w smugach ciemnych) został ujęty w fałdy F_3 z wyraźną nową osiową foliacją biotytową S_3 oraz osiowym leukosomem S_3 (F_3 M_3) tworzonym głównie przez kwarc i syllimanit i nakładającym się na więźbę sacharoidalną. Wynikiem tego nakładania się jest rozwój migmatycznego w charakterze warstwowania skały, poprzecznie do istniejącego smugowania. Leukosomowe partie wyraźnie odcinają się od stref melanosomowych, choć i tu i tu nadal widoczne są jeszcze starsze smugi S_2 (= S_1) wyznaczające kształt fałdów (Fig. 33A).

W innym przypadku (Fig. 33B) nowy osiowy leukosom S_3 tworzy się w wąskopromiennym fałdku F_3 jedynie wskutek rekrystalizacji i pogrubienia ziarn kwarcu i plagioklazu, znajdujących się już w strukturze tego fałdu, czyli w więźbie F_2 M_2. Pogrubienie ziarna, wzrost nieregularności zarysów i przemieszczenie minerałów jasnych dokonywało się wyraźnie pod strukturalną kontrolą fałdowania F_3.

W jeszcze innym przypadku w strukturze fałdów F_3 (Fig. 33C) widać ubogie w biotyt, ale bogate w kwarc i plagioklaz, osiowe strefy leukosomowe oraz ubogie w składniki jasne, ale zasobne w biotyt strefy melanosomowe. Poprzecznie do nich układa się starsza foliacja S_2 (S_1),

wyrażana równoległością wyraźnie drobniejszych blaszek łyszczyków. Wielkość ziarn plagioklazu jest taka sama w strefach obu rodzajów, natomiast ziarna kwarcu są wyraźnie większe w strefach leukosomowych.

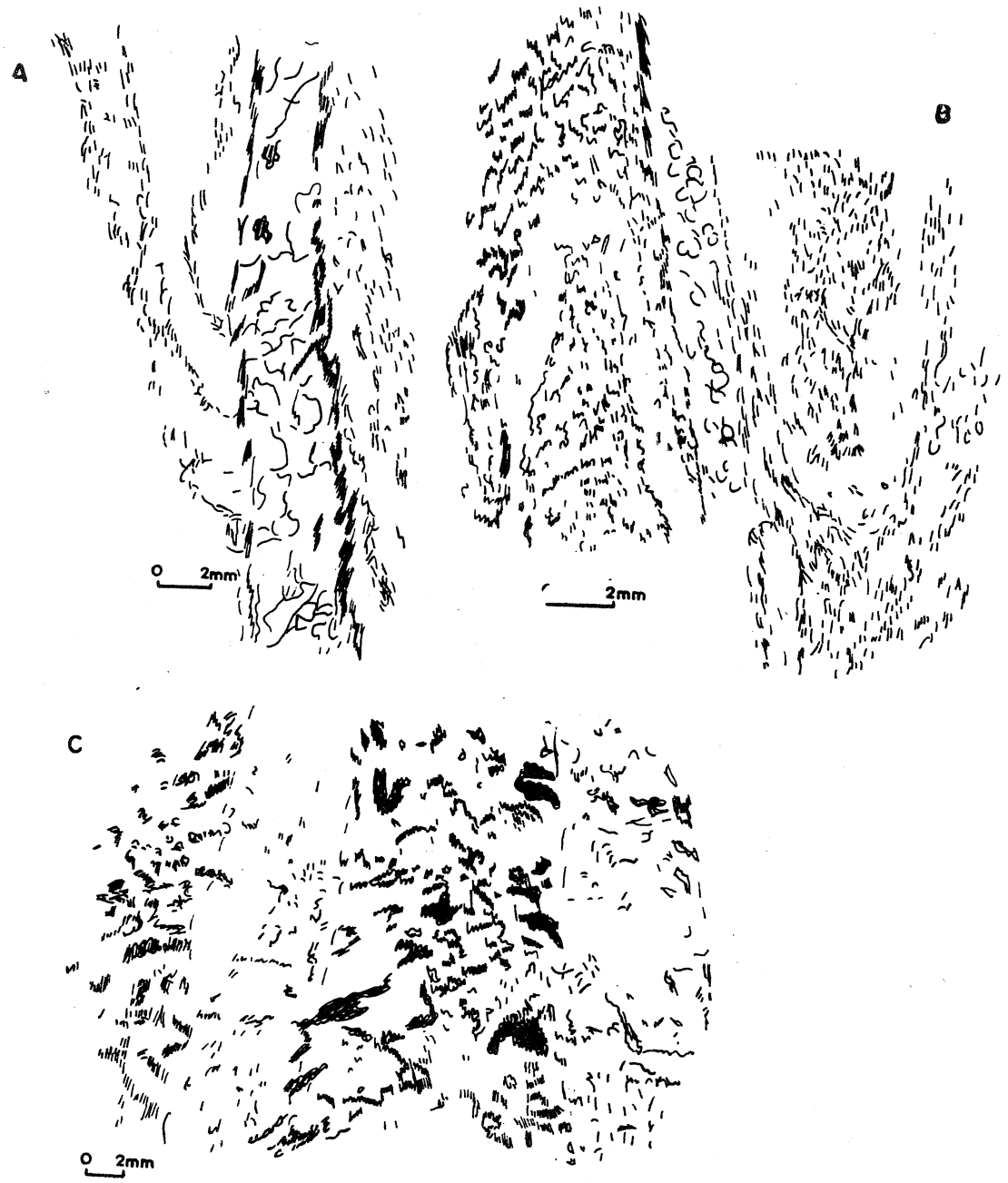


Fig. 33. Przykłady migmatytyzacji odbywającej się równolegle do powierzchni osiowych fałdów F_3. Objaśnienia w tekście

Examples of migmatitization occurring parallel to S_3 axial planes. See text for explanations

Powyższe przykłady ukazują jak dalece powstawanie takiego nowego migmatycznego warstwowania S_3 w skałach sowiogórskich było zależne od mobilizacji i aktywności kwarcu, którego ruchliwość wraz z osiową rekrystalizacją łyszczyków powodowała przebudowę więźby tych skał. Przykłady tego rodzaju pozwalają też sądzić, że migmatytyzacja F_3 M_3 polegała w Górach Sowich właśnie na owej ogromnej mobilności krzemionki.

MIGMATYTYZACJA W GNEJSACH ŁUSECZKOWYCH

Najładniejsze przejawy migmatytyzacji można obserwować w skałach nazwanych przez Kryzę (1981) migmatytami nierównomiernie warstewkowymi i ptygmatytowymi, czyli w skałach, w których melanosom to gnejs łuseczkowy lub drobniej ziarnisty gnejs smużysty, a leukosom to pojawiające się w bardzo różnych odstępach i różnej grubości żyłki, najczęściej zgodne z foliacją, nierzadko ptygmatycznie sfałdowane. Obecność tych żyłek przeważnie, choć nie zawsze, wiąże się z pewnymi zmianami mineralogicznymi skały melanosomowej w bezpośrednim ich sąsiedztwie. Ich wewnętrzna budowa i skład mineralny są dość różnorodne — nawet w obrębie jednego niewielkiego odsłonięcia. Fakty te, choć nie przesądzają jednoznacznie o pochodzeniu żyłek, zdają się jednakże przeczyć ich iniekcyjnej naturze, częściowo przynajmniej przemawiając za dyferencjacją metamorficzną.

Oto np. w skałkach gnejsu łuseczkowego i laminowanego gnejsu łuseczkowego, znajdujących się w pobliżu pierwszej „agrafki" szosy z Walimia ku Przełęczy Walimskiej, wyróżnić można cztery rodzaje leukosomu. Melanosom jest tu dość bogaty w kierunkowo ułożony biotyt i budowany przez zespół Bio—Q—Plg+Msc, Ap, Gr, z sacharoidalnymi ziarnami kwarcu i plagioklazu, nie wykazującymi żadnych oznak korozji. Leukosom to przede wszystkim zespół Q—Plg z akcesoryczną obecnością Bio, Gr (Msc, Ap), których może być jednak brak w ogóle.

Jedne warstewki leukosomowe tworzone są przez plagioklaz i kwarc w postaci równowymiarowych ziarn o nieco bardziej nieregularnych zarysach i kilkakrotnie większych niż ziarna partii ciemnych. Biotyt występuje jako sporadyczne bezładnie ułożone blaszki albo pojawia się w cieniut-

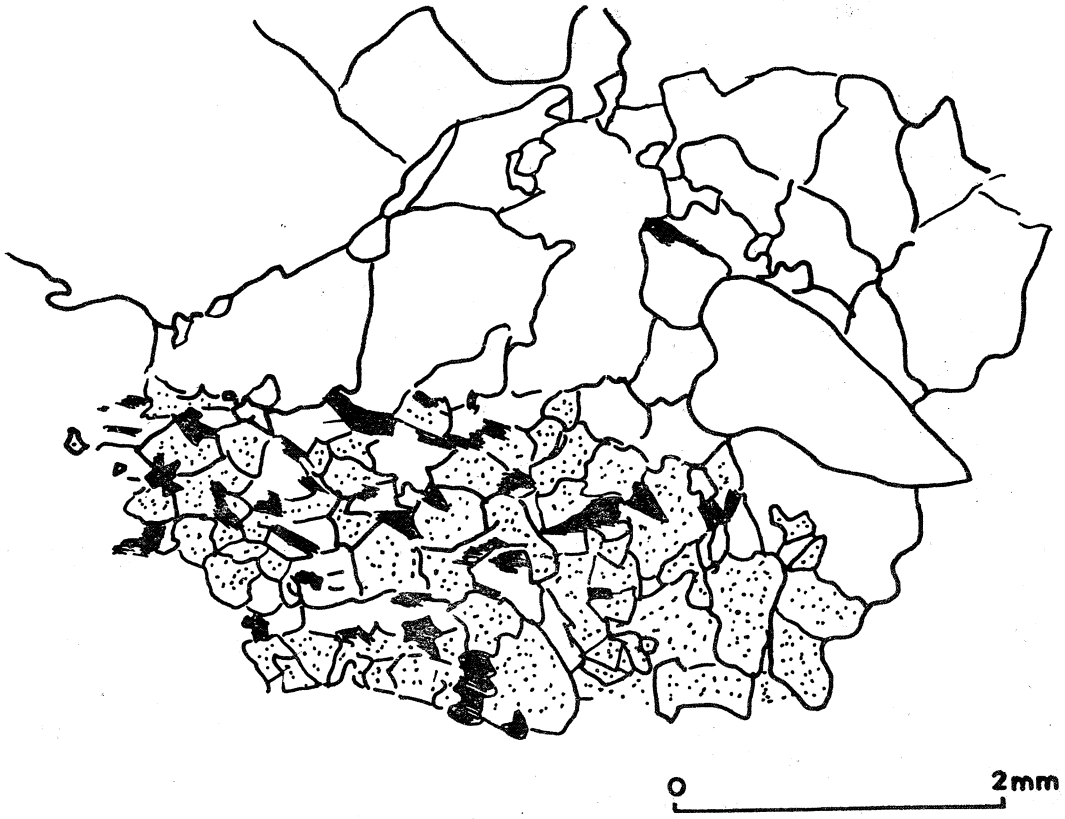


Fig. 34. Fragment leukosomowej żyłki kwarcowej (*bez szrafury*) z przylegającą doń koncentracją drobnych ziarn biotytu (*ciemne*), plagioklazu (*kropki*) i okazjonalnego tu kwarcu (*bez szrafury*)

Fragment of leucosome quartz (*blank*) vein with adjoining concentration of fine grains of biotite (*dark*), plagioclase (*dotted*) and occasional quartz (*blank*)

kich, biotytowych wyłącznie koncentracjach (*sui generis* sublaminy), zgodnych z foliacją i robiących wrażenie usuniętych na zewnątrz partii jasnych.

Inne warstewki leukosomowe budowane są przez duże, spłaszczone blasty plagioklazu i kwarcu, wyciągnięte zgodnie z obecną w skale lineacją L_3.

Jeszcze inne mają swe ziarno mineralne tej samej wielkości i kształtu, co partie ciemne, a tylko niektóre blasty kwarcu i plagioklazu są 3—4 razy większe od reszty.

Bywają też żyłki leukosomowe budowane prawie wyłącznie z kwarcu, o dużych ziarnach i zatokowych kształtach, tworzącego monomineralne koncentracje, na zewnątrz których pozostaje drobnoziarnisty biotyt z plagioklazem, a nawet i kwarcem (Fig. 34).

Przytoczony przykład sugeruje, że część leukosomowych żyłek, zwłaszcza tych o sacharoidalnej więźbie i tych samych rozmiarach ziarna co melanosom, może reprezentować jeszcze pierwotne, premetamorficzne zróżnicowanie skały, a więc miałaby taki sam charakter, jak jasna laminacja w laminowanym gnejsie łuseczkowym. Pozostała część żyłek jest przypuszczalnie produktem rekrystalizacji podkreślającej taką laminację, jak i metamorficznej dyferencjacji, wiążącej się i tu w charakterystyczny sposób ze znaczną mobilizacją kwarcu.

ŻYŁKI PTYGMATYCZNE

Sfałdowane ptygmatycznie żyłki, mimo sporej różnorodności wyglądu Fig. 4: 1—8, 9: 7—11), wykazują stałą orientację osi, zgodnych albo z osiami fałdów F_2 albo F_3, a także dość stałą orientację powierzchni osiowych, równoległych do powierzchni S_2 lub S_3 w otoczeniu. Abstrahując od szczegółowych rozważań mechanizmów takiego fałdowania, można uznać, iż dowodzi to rozwoju ptygmatycznych fałdków w Górach Sowich pod stałą kontrolą tektonicznych naprężeń, zarówno w fazie D_2 jak i D_3.

Bliższe zbadanie cech jasnych, ptygmatycznie sfałdowanych żyłek wskazuje, że w większości przypadków budowane są one przez sacharoidalny materiał zespołu Plg—Q(Plg > Q)+Bio, Gr lub Q—Plg+Sil, Bio, Gr. Nie oznacza to jednak, że treść owych żyłek nie ulegała w mniejszym lub większym stopniu rekrystalizacji, a nawet dyferencjacji.

W gnejsie łuseczkowym z okolicy Kamionek, w najbliższym sąsiedztwie ptygmatycznie sfałdowanej (F_3) żyłki budowanej przez sacharoidalne ziarna kwarcu i plagioklazu, równolegle do jej granic zgodnych z foliacją tworzy się koncentracja biotytu i plagioklazu bez kwarcu.

Cukrowaty leukosom, zwłaszcza ten bogatszy w kwarc niż w plagioklaz, łatwo ulegał rekrystalizacji tworzącej zawsze większe i bardziej nieregularne ziarna tych dwóch minerałów, a zacierającej starszy sacharoidalny rysunek, charakterystyczny zazwyczaj dla więźby $F_1 M_1$. Ptygmatyczne fałdki F_2 w laminowanym łuseczkowym gnejsie z Babiego Kamienia wykazują nawet obecność sfałdowanego wstęgowego kwarcu. Ziarna kwarcu i plagioklazu z leukosomowego zespołu Q > > Plg+Sil (Bio, Gr, Kya) są dwu-, trzykrotnie większe od ziarn tych minerałów w melanosomie, bardziej nieregularne, i wiele z nich jest wyraźnie spłaszczonych, tak jak ów wstęgowy kwarc. Te przejawy deformacji ciągliwej, starszej od fałdowania F_2, wiążą się najpewniej ze wspominanym już strefowym ścinaniem u schyłku fazy D_1. Leukosomowe żyłki musiały się tu zatem tworzyć najpóźniej w fazie $F_2 M_2$ albo przez segregację i dyferencjację materiału gnejsu łuseczkowego, albo — co bardziej tu prawdopodobne — przez rozbudowanie sporadycznych poziomów od początku zasobnych w minerały jasne. Świadczyłaby o tym obecność w nich drobnych ziarenek granatu, biotytu i dystenu.

Trzeba tu pamiętać, że drobna warstewkowość laminowanego gnejsu łuseczkowego, podobnie jak i delikatne smugowanie drobnoziarnistego gnejsu smużystego, polega w Górach Sowich jedynie na sposobie rozkładu biotytu w skale, a więc na strefowo mniejszej zawartości tego łyszczyku, nie wiążącej się wszelako ani ze zmianą więźby ani ilości minerałów jasnych. Zarówno jaśniejsze, jak i ciemniejsze smugi czy laminy mają ziarno mineralne tej samej wielkości i o tych samych sacharoidalnych kształtach.

Oto na przykład dość ściśnięte fałdki F_2 w gnejsie łuseczkowym z Jugowic można zauważyć właśnie dzięki obecności większych nieco koncentracji blaszek biotytu w sacharoidalnej, kwarcowo-skaleniowej więźbie. Ponad połowa blaszek biotytu istniejącego w skale rośnie jednak równolegle do powierzchni osiowych S_2 tych fałdów, co powoduje pozorny chaos w orientacji łyszczyku. Sacharoidalna więźba $F_1 M_1$ pozostaje generalnie nie zmieniona, podobnie jak nadal widoczne są jaśniejsze smugi czy warstewki laminowanego gnejsu łuseczkowego, zaznaczające teraz swą obecność jako leukosomowe żyłki.

W żyłkach takich można nierzadko wyróżnić część starszą i młodszą, które świadczą o przynajmniej dwuetapowości rozwoju żyłek (Fig. 35). Starsza część

Fig. 35. Dwuetapowy rozwój leukosomowej żyłki ptygmatycznej. Objaśnienia w tekście

Two-stage development of ptygmatic leucosome vein. See text for further explanation

budowana jest przez zespół Q—Plg+Gr w ziarnach drobnych, sacharoidalnych, charakterystycznych dla więźby $F_1 M_1$. Nowa część składa się z Q—Sil i jest wyraźnie „nadrukowana" na tamtą. Minerały nie uczestniczące we wzroście agregatów

kwarcowo-syllimanitowych były usuwane poza te bimineralne asocjacje, tworząc nawet w obrębie ptygmatycznych żyłek jakby pośrednie strefy mezosomowe, budowane przez drobne i równe ziarna zespołu Bio+Q,Plg,Gr.

Fig. 36. Sfałdowana żyłka ptygmatyczna. Objaśnienia w tekście

Folded ptygmatic vein. See text for explanation

Inny przypadek poligenicznej więźby ptygmatycznej żyłki przedstawia Figura 36. Oto sfałdowana izoklinalnie żyłka otoczona jest z obu stron grubą otuliną biotytową. Melanosom na zewnątrz żyłki reprezentuje sacharoidalną więźbę zespołu Bio—Q—Plg+Gr. Wnętrze żyłki buduje znacznie grubiej ziarnisty zespół Q—Plg—Sil+Msc, Gr. Muskowit leukosomu jest niszczony przez kwarc i zamienia się w syllimanit. W otulających pakietach biotytu łyszczyk ten ulega odbarwieniu przechodząc w muskowit, a ten z kolei w fibrolit.

Na podstawie obserwacji podobnych powyższym przykładom można przypuszczać, że fałdowaniu ptygmatycznemu ulegały w gnejsie łuseczkowym żyłki o drobnej sacharoidalnej więźbie ($F_1 M_1$), poddającej się następnie przeobrażeniom wskutek rekrystalizacji, postępującej generalnie w tym samym kierunku zarówno w fazie D_2, jak i D_3. Ponieważ niektóre żyłki ptygmatyczne budowane są tylko przez kwarc i syllimanit, to można sądzić, że reprezentują one leukosom młodszy, pochodzący ze swoistej dyferencjacji leukosomu starszego o składzie Q—Plg+ +Msc,Bio,Gr,Sil(Kya).

Zróżnicowanie pozornie jednolitego leukosomu ptygmatycznych fałdków może być niekiedy posunięte bardzo daleko, zaznaczając się w sposób wyraźnie strefowy (Fig. 37). W przedstawianym przykładzie pierwszą strefę, licząc od środka żyłki ku brzegowi, budują Q i Sil w ziarnach ułożonych zgodnie z foliacją. Druga strefa to Plg i Q plus sporadycznie Ksp, Msc → Sil, Bio, a także Ap i Kya. Ten ostatni tworzy wrostki zarówno w plagioklazie, jak i w mikroklinie. Ziarna Plg i Q mają w strefie 2 kształty dość proste, częściowo nawet sacharoidalne. Trzecia strefa stanowi jakby przejście pomiędzy strefami 2 i 4. Ziarna Q, Plg i Sil są tu dużo większe niż w strefie 4. Również biotyt tworzy duże blaszki o różnej orientacji, skupiając się wraz z granatem w wyraźne koncentracje.

Strefa 4, brzeżna, to drobnoziarnisty gnejs łuseczkowy o składzie Bio—Q—Plg+Gr, Ap. Bio, Q i Plg są tu kilkakrotnie mniejsze niż w strefie 3, przy czym blaszki biotytu są doskonale zgodne z foliacją, a ziarna kwarcu i plagioklazu są sacharoidalne.

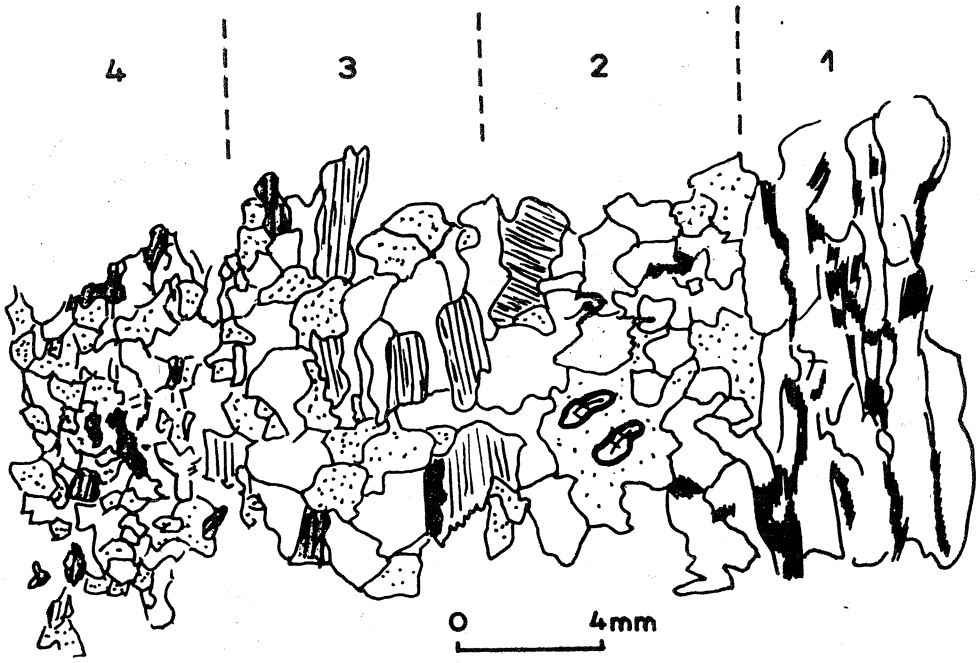


Fig. 37. Zróżnicowanie wewnętrznej budowy żyłki ptygmatycznej. Plagioklaz — *kropki*, kwarc — *bez szrafury*, syllimanit — *gęste kreski*, biotyt — *kreski*, dysten — *wysoki relief*. Objaśnienia w tekście

Zonal structure of a ptygmatic vein. Plagioclase — *dots*, quartz — *blank*, sillimanite — *dense lines*, biotite — *lined*, kyanite — *high relief*. See text for explanation

Widoczna strefowość tego ptygmatycznego leukosomu zdaje się prezentować całą historię jego rozwoju drogą stopniowej rekrystalizacji, segregacji i dyferencjacji — a więc stanowi jakby skrócony zapis migmatytyzacji. Strefa 4 to skała wyjściowa — paleosom. Charakterystyczna drobnoziarnistość, sacharoidalne granice ziarn Q i Plg, brak śladów reakcji międzymineralnych sugerują, iż jest to więźba $F_1 M_1$ tego łuseczkowego gnejsu. Kilkakrotne pogrubienie ziarna, zanik orientacji kierunkowej biotytu, utrata regularności zarysów przez Q i Plg, przy wyraźnej ilościowej koncentracji Bio i Gr w strefie 3 wskazują na znaczną rekrystalizację i przebudowę w M_2 lub M_3. Również strefa 2 nosi znamiona silnej rekrystalizacji. Świadczą o tym i duże, niezbyt regularne ziarna Plg i Q i wrostki Kya w obu skaleniach, mówiące jednoznacznie o rekrystalizacji po D_1, a także obecność Sil. W porównaniu ze strefą 4 strefa 3 i strefa 2 w pewien sposób uzupełniają się mineralogicznie. Obecność Ap, Kya, Msc — a więc tych minerałów, które są w gnejsie łuseczkowym — mówi, że materiał opisywanego leukosomu jest miejscowy, nie zaś obcy, iniekcyjny. Wzbogacenie strefy 3 w Bio i Gr (wobec prawie zupełnego braku tych minerałów w strefie 2), a strefy 2 w Q i Plg może być, co prawda, wynikiem pierwotnego zróżnicowania wyjściowej skały osadowej. W równej mierze wszelako może być też wynikiem dyferencjacji skały, w czasie której dokonała się segregacja minerałów ciemnych, zagęszczanych w sposób mechaniczny jako faza nie uczestnicząca w przeobrażeniach minerałów jasnych i przez to pozostała na zewnątrz stref ich intensywnego rozwoju.

Nie jest zaś wykluczone, iż obie te przyczyny działały tu wspólnie. Oto warstewki, od stadium osadowego różniące się nieco proporcjami minerałów głównych, doznały wzmocnienia tych różnic w czasie najstarszej metamorfozy i każdy kolejny epizod metamorficzny różnice te potęgował w scharakteryzowany powyżej sposób. Nie ulega wątpliwości, że strefy 2 i 3 kształtowane były po epizodzie M_1 przez młodsze przeobrażenia mineralne — M_2, a potem M_3. Te ostatnie polegały przede wszystkim na dalszej segregacji, umożliwiającej rozwój bimineralnych agregatów kwarcowo-syllimanitowych, identycznych z tymi, jakie występują w nodulach kwarcowo-syllimanitowych związanych z fazą D_3 (F_3 M_3). I właśnie strefa 1 opisywanej żyłki ptygmatycznej reprezentowana jest przez taką Q—Sil asocjację.

W leukosomowych żyłkach skał zony kordierytowej można dostrzec, że zespół Q—Sil bywa zastępowany kordierytem. Stąd też bierze się obecność tego minerału w niektórych leukosomowych partiach owych skał. Są to wszelako przeobrażenia późniejsze, z fazy D_5, nie mające bezpośredniego związku z wcześniejszym fałdowaniem ptygmatycznym.

Stwierdzone przez Kryzę (1981) różnice w orientacji osi optycznych kwarcu między melanosomem i leukosomem migmatytu ptygmatytowego, które, zgodnie z jego interpretacją, można uznać odpowiednio za paleosom i neosom *sensu stricto*, stanowią naturalne potwierdzenie różnicujących efektów przytoczonego powyżej przebiegu ewolucji materii ptygmatycznego flebitu. Powtarzalność i powszechność scharakteryzowanej sytuacji przemawiają za słusznością proponowanego schematu metamorficznej ewolucji skał sowiogórskich. Nietrudno też zauważyć, że postępująca stopniowo migmatytyzacja była tu dziełem tych samych ogólnych procesów, które regionalnie kształtowały więźbę skał gnejsowego kompleksu Gór Sowich.

MIGMATYTYZACJA W GNEJSACH DWUSKALENIOWYCM

Opisywane dotychczas żyłki leukosomowe nie zawierały w zasadzie skalenia potasowego. Obecność tego minerału, bardzo aktywnego w skałach sowiogórskich, sprawia, że bieg przeobrażeń w gnejsach dwuskaleniowych i oczywiście ich leukosomowych partiach jest bardziej skomplikowany niż w skałach posiadających tylko plagioklaz. Oto kilka charakterystycznych przykładów.

W gnejsie łuseczkowym z okolic Głuszycy, budowanym przez zespół Q—Plg—Bio—Sil—Msc+Gr,Ksp, znajdują się nieregularne leukosomowe żyłki, zgodne w przybliżeniu z foliacją, a składające się z Ksp—Q—Msc+Sil. Kwarc i plagioklaz w gnejsie tworzą więźbę sacharoidalną, syllimanit występuje w przerostach z biotytem, nie wywołujących w tej więźbie żadnych widocznych przekształceń.

W leukosomie dominuje pertytowy mikroklin w ksenomorficznych ziarnach, dużo większych od ziarna gnejsowego melanosomu. Muskowit jest silnie korodowany kwarcem, sam zaś kwarc pojawia się w nieregularnych ziarnach tworzących agregaty z fibrolitem, a więc w asocjacjach charakterystycznych dla późniejszych etapów ewolucji syllimanitu w skałach sowiogórskich. Biotyt, pilśniowy syllimanit i muskowit występujące tu razem w zgodnych, równoległych przerostach, spychane są ku brzegom tego leukosomu, gdzie koncentrują się w grube pasma. Tendencja

do usuwania tych minerałów poza obręb leukosomu wywoływana jest najpewniej blastezą skalenia potasowego i kwarcu. Charakter pertytów, rozmiary ziarn mikroklinu, przy nikłej jego ilości w gnejsowym melanosomie, a braku plagioklazu w leukosomie, sugerują, że skaleń potasowy mógł w części wzrastać kosztem plagioklazu, otrzymując potrzebny potas z rozpadu łyszczyków dostarczających syllimanitu, w pozostałej zaś części mógł pochodzić z rekrystalizacji materiału Ksp przemieszczonego z tła melanosomu. Mamy tu zatem niewątpliwie do czynienia z metamorficzną dyferencjacją wyjściowego dwuskaleniowego gnejsu łuseczkowego. Jeśli przyjąć, że agregat kwarcowo-syllimanitowy reprezentuje więźbę $F_3 M_3$, jak to często ma miejsce, to dyferencjacja ta mogłaby się wiązać z migmatytyzacją M_3.

W smużystym gnejsie (Q—Plg—Bio—Ksp—Msc+Gr) z okolic szczytu Słonecznej skalenia potasowego jest niewiele w samej skale, natomiast dominuje on w składzie okazjonalnych, grubych leukosomowych żyłek, zgodnych z foliacją S_3. Żyłki te składają się z Ksp—Q—Plg, przy czym Ksp $\geqslant$ Plg. Blaszki obu łyszczyków są wyraźnie spychane na brzegi tych żyłek i tworzą tam gruby, otulający je płaszcz. I w tym przypadku owe żyłki to najprawdopodobniej wynik metamorficznej segregacji związanej z pokaźną ogólną mobilizacją skalenia potasowego w macierzystym gnejsie.

W gruboziarnistym gnejsie oczkowym z Kamionek leukokratyczne warstwy budowane są przez zespół Q—Ksp—Plg—Msc+Ap. Mikroklin tworzy tu wielkie ziarna, ale tkwi i w interstycjach. Muskowit jest postrzępiony frędzlasto przez kwarc, a część plagioklazu jest znacznie zastępowana przez skaleń potasowy, a także kwarc, który również dąży do tworzenia wielkich blastów. Pozostała część ziarn plagioklazu, drobnych, o poligonalnych lub prawie automorficznych zarysach, bez znamion reakcji międzymineralnych, grupuje się w nieledwie monomineralne skupienia, złożone tylko z takich właśnie ziarn oraz z niedużych ziarn granatu. Koncentracje plagioklazu i granatu — minerałów nie ulegających tu rekrystalizacji — otaczane są przez znacznie większe, nieregularne blasty kwarcu i mikroklinu oraz muskowitu i biotytu. W skale tej kwarc i skaleń potasowy ulegały mobilizacji, zaś bierny plagioklaz był usuwany poza miejsca ich wzrostu lub też przez nie zastępowany.

Ptygmatyczne żyłki w znacznie zhomofanizowanym gnejsie ze szczytu Włodarza są prawie monomineralne, gdyż tak są bogate w mikroklin „oblewający" wszystkie inne reliktowo zachowane minerały, a to: Q, Plg, Bio, Sil, Gr, Ap i Kya. Dysten występuje w postaci wrostków w plagioklazie lub w takim ogromnym mikroklinie, co sugerowałoby, że miejscami plagioklaz został przez skaleń potasowy pochłonięty całkowicie. Ilość tego skalenia w treści żyłek dowodzi, iż jego wzrost w części przynajmniej musiał mieć charakter metasomatyczny, polegający na doprowadzeniu jonów potasu do miejsca krystalizacji i zastępowaniu plagioklazu oraz łyszczyków i kwarcu.

Tego rodzaju spostrzeżenia skłoniły Morawskiego (1973) do postawienia tezy o metasomatycznej mikroklinizacji skał sowiogórskich w strefach silnej deformacji pod wpływem roztworów niosących alkalia o nieokreślonym przez tego badacza pochodzeniu. Teza ta została zakwestionowana przez Kryzę (1981), który nie znalazł przemawiających za nią dowodów. W mikroskopowym

badaniu trudno jest, co prawda, znaleźć argumenty, które pozwalałyby na jednoznaczne rozstrzygnięcie, czy mamy do czynienia z doprowadzeniem alkaliów z zewnątrz, czy też tylko z redystrybucją materii w zamkniętym układzie skały. Istnieją tu jednak dowody pośrednie.

Przytoczone przez Kryzę (1981) rezultaty analiz chemicznych skał sowiogórskich wskazują, że zawartość K_2O w gnejsie mikroklinowym waha się pomiędzy 3,0 a 3,5% (analizy 8, 10—13, 18). Uśredniona zawartość K_2O z osobnych analiz melanosomu (1,8%) i leukosomu (4,0%) migmatytu ptygmatytowego (analizy 31 i 32) również wynosi 3,0%. Takie wyniki przemawiają raczej za dyferencjacją istniejącej materii, a przeczą dopływowi nowych substancji. Nie przeczą one natomiast metasomatycznej wymianie składników skały w układzie zamkniętym.

O dyferencjacyjnym pochodzeniu nagromadzeń skalenia potasowego w leukosomowych partiach migmatytyzowanych gnejsów dwuskaleniowych świadczą, sąsiadujące z takim migmatytem, poziomy tego samego rodzaju gnejsu, ale bez leukosomu, zawierające w swej więźbie mikroklin na równi z innymi minerałami skałotwórczymi. Skaleń potasowy występuje tam albo jako drobne pertytowe ziarna, albo jako wielkie porfiroblasty typu oczek, z niedotrawionymi wrostkami plagioklazu, biotytu i kwarcu. Takie rozwijające się oczko pochłania prawie cały skaleń potasowy ze swego otoczenia, gdyż jego ilość w charakterystyczny sposób maleje wokół oczkowato czy warstewkowo rozrastających się partii leukosomowych (Fig. 38). Tak więc dwuskaleniowy gnejs zawiera skaleń potasowy w swej więźbie. Poddanie się tego gnejsu migmatytyzacji przenosi ów skaleń do nowo tworzonego leukosomu.

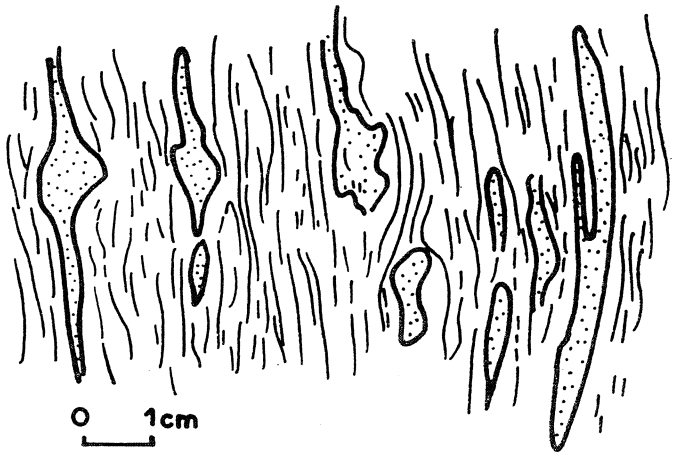


Fig. 38. Oczkowato lub warstewkowo rozrastające się partie leukosomowe w gnejsie dwuskaleniowym. Objaśnienia w tekście

Leucosome portions of two-feldspar gneiss evolving into augen or coarse layering. See text for further explanations

Im więcej skalenia potasowego w wyjściowej skale lub melanosomie, tym bardziej widoczna jest tendencja do rozbudowy i pogrubiania ziarna jasnych warstewek. Widoczne dzisiaj wielkie blasty mikroklinu, obrastające inne minerały, krystalizowały zapewne dość późno w historii skały. Ich nieuporządkowana orientacja

w stosunku do otoczenia mówi o rozwoju w warunkach statycznych, bez ciśnienia kierunkowego. Ponieważ blasty takie ulegają już ciągliwej deformacji mylonitycznej fazy D_4, należy sądzić, że wzrost dużych, pełnych wrostków blastów mikroklinu jest, związanym z fazą M_3, wynikiem powszechnej w tym czasie mobilizacji skalenia potasowego oraz krótkodystansowej wędrówki jonów K^+, uwalnianych w trakcie ciągłych reakcji metamorficznych.

O związku mobilizacji potasu z fazą M_3 przekonują również sytuacje, w których pojawianie się skalenia potasowego w skale może być jednoznacznie odniesione do rozpoznanych elementów strukturalnych D_3. Na przykład w gruboziarnistym gnejsie smużystym (Q—Plg—Bio—Msc+Gr,Ap) z okolic Przełęczy Woliborskiej, ujętym w fałdki F_3, pojawiają się osiowe żyłki leukokratyczne o granitoidowym generalnie uziarnieniu, budowane przez zespół Q—Plg—Ksp+Sil,Bio,Msc,Ap. Syllimanit występuje w nich wewnątrz dużych ziarn mikroklinu w postaci cienkich warkoczy fibrolitu, zgodnych z krystalograficznymi kierunkami gospodarza, co mogłoby wskazywać na ich wspólny wzrost, odbywający się zapewne — wobec braku Ksp i Sil w gnejsie — poza obrębem tej skały, w efekcie częściowego topienia. Biorąc zaś pod uwagę także i petrograficzny charakter tych żyłek, można przypuszczać, że zostały tu one iniekowane pod strukturalną kontrolą fałdowania F_3, z niezbyt odległego źródła, charakteryzującego się jednak nieco wyższą temperaturą, pozwalającą na krystalizację Ksp+Sil. (Przełęcz Woliborska leży poza strefą syllimanitową). Trzeba podkreślić, że zarówno składem swym jak i pozycją żyłki owe odpowiadają tzw. granitom sowiogórskim (*cf.* s. 288).

Reasumując można powiedzieć, że migmatytyzacja w skałach sowiogórskich polegała, jak to już stwierdził Kryza (1981), przede wszystkim na metasomatycznej dyferencjacji tych skał. Proces takiej segregacji minerałów skały zależał naturalnie od jej składu, biegnąc w gnejsach dwuskaleniowych nieco inaczej niż w gnejsach plagioklazowych. Przytoczone powyżej przykłady zdają się wskazywać, że rozwój migmatytów w Górach Sowich był procesem nierozdzielnie złączonym z regionalnym metamorfizmem gnejsów i stanowił tylko dalszy etap w ich tektonometamorficznej ewolucji. I w gnejsach i w migmatytach zostały bowiem zarejestrowane dokładnie te same jakościowo zjawiska. Różnice decydujące o tożsamości migmatytów polegały na skali i stopniu ich zaawansowania.

Ponieważ migmatytyzacja widoczna w gnejsach dwuskaleniowych określona została przede wszystkim mobilizacją skalenia potasowego i kwarcu, można sądzić, że związana ona była głównie z fazą $F_3 M_3$. Objawy owej mobilizacji były różne — od tworzenia się antypertytowych okienek w dużych blastach plagioklazu, myrmekityzacji ich brzegów, pojawiania się skupień myrmekitu, przez wzrost porfiro- i poikiloblastycznego mikroklinu, atakującego znacznie muskowit i plagioklaz, aż po rozwój leukosomowych warstewkowych akumulacji, w których skaleń potasowy dominuje nad innymi minerałami jasnymi. Jego obecność wiąże się przede wszystkim z redystrybucją składników skały w procesie metamorficznej dyferencjacji, w dużo mniejszym zaś stopniu z anatektycznym częściowym topieniem (ang. partial melting). Oznacza to istnienie dwóch generacji skalenia potasowego w dwuskaleniowych gnejsach sowiogórskich. Generację starszą reprezentują drobne, po-

zbawione wrostków ziarna o prostych granicach, należące do kwarcowo-plagioklazowej więźby. Były one w równowadze zarówno z plagioklazem, jak i muskowitem.

Rekrystalizacja i migmatytyzacja rozpoczyna się w skałach punktowo, stopniowo coraz bardziej je ogarniając. Pojawiają się soczewkowate partie leukosomu o wyraźnie większym ziarnie w stosunku do melanosomu. Pogrubienia ziarna doznawały tak minerały główne, jak i akcesoryczne, ulegając jednocześnie odpowiedniej segregacji w skale.

W gnejsach plagioklazowych powodująca migmatytyzację metamorficzna dyferencjacja przejawiała się przede wszystkim ogromną ruchliwością krzemionki, co prowadziło do charakterystycznej segregacji minerałów skały. W wielu przypadkach w migmatytyzowanych gnejsach wyróżnić można trzy części: melanosom, leukosom i pośredni między nimi mezosom. *Melanosom* to znaczne planarne koncentracje biotytu i granatu, który bardzo często stanowi wrostki w tym łyszczyku, jednak bez śladów zastępowania. Biorąc pod uwagę większe rozmiary blaszek biotytu niż w mezosomie, należy sądzić, że minerały maficzne były spychane mechanicznie w trakcie dyferencjacji do własnych warstewek, gdzie ulegały rekrystalizacji. *Leukosom* budują wielkie ziarna kwarcu, duże blasty często zbliźniaczonego plagioklazu oraz towarzyszący im w zmiennych ilościach fibrolit, przy nikłym, akcesorycznym udziale łyszczyków, granatu i apatytu. *Mezosom* to z reguły dominujące tu partie skały typu gnejsu łuseczkowego, laminowanego lub nie, o składzie Q—Plg—Bio+ +Gr±Sil, z drobnym, sacharoidalnym ziarnem i blaszkami biotytu doskonale zgodnymi z foliacją, względnie z ziarnem nieregularnym, zatokowym, wyraźnie w czasie postępującej rekrystalizacji pozbawionym teksturalnej równowagi.

SZCZEGÓLNE ODMIANY LITOLOGICZNE KOMPLEKSU SOWIOGÓRSKIEGO

SKAŁY Z JASNYM ŁYSZCZYKIEM

Jak już wspominałem, jasny łyszczyk występuje w skałach znacznej części Gór Sowich (Fig. 50), w wielu przypadkach pojawiając się w łatwo rozpoznawalnych, charakterystycznych sytuacjach mikrostrukturalnych. Ze względu na ważną rolę tego łyszczyka jako dobrego wskaźnika petrogenetycznego (Evans, 1965; Guidotti & Sassi, 1976; Cipriani *et al.*, 1971), mimo iż nie decyduje on w sposób wyłączny o tożsamości żadnej z wydzielonych tu odmian litologicznych, konieczna wydaje się typizacja owych sytuacji. Właściwa identyfikacja poszczególnych typów jasnego łyszczyku, po przeprowadzeniu dokładnych badań zmienności jego składu, pozwoli na uzyskanie istotnych informacji petrogenetycznych o fizykochemicznych warunkach (temperatura, ciśnienie, cechy metamorficznego fluidu, itd.) kolejnych epizodów metamorficznej rekrystalizacji.

Większość jasnego łyszczyku w skałach sowiogórskich, sądząc po cechach optycznych, jest fengitem (*cf.* Polański, 1955), nieco rzadziej muskowitem właściwym.

Z braku możliwości dokonania dokładnych oznaczeń chemicznych, w niniejszym opracowaniu używam ogólnie nazwy muskowit, rozumiejąc, iż kryją się pod nią różne minerały z grupy łyszczyków zwyczajnych, z różnymi wariantami podstawień Na^+ z K^+, czy też Fe^{+2} i Mg^{+2} z Al^{+3}.

Mimo objawów częstego współwystępowania skalenia potasowego i muskowitu, oba minerały pojawiają się również od siebie niezależnie (Fig. 50). Skały bogatsze w ów skaleń wydają się bogatsze także i w muskowit. Jest to jednak zależność pozorna, gdyż w skałach takich mniejsza jest zawartość biotytu, dzięki czemu uwydatnia się obecność muskowitu. Zazwyczaj jednak muskowit ustępuje ilościowo biotytowi, nad którym przeważa zdecydowanie tylko w leukokratycznych odmianach gnejsów, występujących w SE części Gór Sowich, a w przypadku gnejsów aplitoidowych stanowi on jedyny łyszczyk w skale.

Trzeba tu jednak zaznaczyć, że generalnie ilość biotytu w skałach sowiogórskich zmniejsza się właśnie ku SE, a więc w tym samym kierunku, w którym wzrasta ilość skalenia potasowego. Ta ogólna prawidłowość oznacza, być może, że odsłaniające się w tej części gór skały (od Głuszycy po Srebrną Górę) stanowią zapis sedymentacji przejściowej do innego typu osadu klastycznego w pierwotnym basenie sedymentacyjnym, uboższego w Al, Fe i Mg, a bogatszego w alkalia.

Muskowit w skałach sowiogórskich występuje w różnych pozycjach mikrostrukturalnych, dzięki czemu można wyróżnić kilka jego typów.

Typ pierwszy to muskowit Msc I, znajdujący się w gnejsach od początku ich metamorficznej historii. Tworzy on zgodne przerosty z biotytem. Proste granice blaszek i brak objawów korozji świadczą o równowadze z innymi minerałami skały. W gnejsach plagioklazowych Msc I jest dość powszechny, choć obecny w znikomych ilościach jako drobniutkie łuseczki. Nabiera on znaczenia w gnejsach dwuskaleniowych: rośnie w blaszkach równych wielkością blaszkom biotytu, a ilościowo może go nawet przewyższać. W obu przypadkach Msc I reprezentuje składnik więźby $F_1 M_1$.

Typ drugi to muskowit tracący trwałość wobec innych minerałów skały, zwłaszcza kwarcu i skalenia potasowego, pod wpływem metamorficznych rekrystalizacji w fazach M_2 i M_3. Msc II jest w wysoce charakterystyczny sposób przerośnięty z kwarcem, co świadczy o wyraźnym braku równowagi między tymi minerałami (Pl. VI). Takie skomplikowane symplektytowe przerosty obserwuje się w skałach zony syllimanitowej, co dowodzi ich związku z blastezą syllimanitu. Wszelako w niewielkiej tylko części mogą być one uznane za przejaw nieciągłej reakcji $Msc + Q = Ksp + Sil + H_2O$. Przeczą temu przede wszystkim rozmiary takich przerostów, gdyż muskowitowe ziarna są w nich znacznie większe niż inne blaszki tego łyszczyku w skale, a ponadto ich mikrostrukturalna pozycja, mówiąca o wyraźnym ich nakładaniu się na już istniejącą, starszą więźbę. Owe przerosty muszą być zatem nowotworami mineralnymi związanymi genetycznie z procesem fibrolityzacji (Żelaźniewicz, 1984a). Rozróżnienie takiego Msc II od Msc I tylko korodowanego kwarcem możliwe jest tu jedynie po dokładnej analizie teksturalnej.

Powstawanie fibrolitu w gnejsach sowiogórskich odbywało się drogą ciągłych reakcji metamorficznych i polegało na wymianie jonów pomiędzy składnikami tych skał, wytwarzającej różne produkty przejściowe tego procesu. Produkty takie mu-

siały się naturalnie odznaczać brakiem równowagi ze swym otoczeniem. Msc II był właśnie jednym z nich.

Ów muskowit zjawiający się przejściowo w trakcie fibrolityzacji może być widoczny jako efekt wybielenia biotytu wskutek usunięcia zeń Mg i Fe, skoncentrowanych zazwyczaj w pobliżu w postaci minerałów nieprzezroczystych, głównie ilmenitu. Często można obserwować bezpośrednie narastanie fibrolitu na takim wybielonym biotycie. Przejściowy muskowit Msc II, będący tymczasową formą rozkładanego biotytu, może też właśnie wystąpić w symplektytowych przerostach z kwarcem, z którym musiał być — w warunkach P—T umożliwiających wzrost syllimanitu — w wyraźnej nierównowadze zapisanej w pokroju tego symplektytu.

Wydaje się, iż tu właśnie należy szukać wyjaśnienia przyczyny fengitowej natury wielu muskowitów w gnejsach i migmatytach Gór Sowich. Jest całkiem prawdopodobne, że muskowit pochodzący z rozkładu biotytu reprezentuje charakter fengitowy, podczas gdy muskowit starszy lub rosnący poza zoną syllimanitową bliższy jest muskowitowi zwyczajnemu. Rzeczą przyszłych badań geochemicznych powinno być rozstrzygnięcie tej kwestii.

O przejściowości symplektytu Msc—Q przekonuje także fakt, iż nie spotyka się go w gnejsach homofanicznych zawierających fibrolit, a więc takich, których minerały składowe — w przeciwieństwie do zwykłych gnejsów zony syllimanitowej — osiągnęły znacznie wyższy stopień równowagi teksturalnej i fizykochemicznej.

Msc II, wobec swych oczywistych powiązań z procesem fibrolityzacji, jest minerałem reprezentującym więźbę $F_2 M_2$ lub $F_3 M_3$. Jak się zdaje, powstaje on różnymi drogami, czy to wskutek wspomnianego wybielenia biotytu, czy to wskutek reakcji biotytu ze skaleniem potasowym (np. Bio+2Ksp = Msc+Sil+5Q+ +mnp+2K$^+$), czy to z powodu utraty równowagi z kwarcem muskowitu po prostu tylko rekrystalizującego w epizodzie M_2 lub M_3.

W więźbie $F_3 M_3$ znajduje się także jeszcze inny typ muskowitu, Msc III. Jest on stosunkowo trwały wobec kwarcu i spotyka się go w partiach przegubowych fałdków F_3, co dość jednoznacznie określa jego strukturalną pozycję. Msc III pochodzi najprawdopodobniej ze zwykłej rekrystalizacji starszych blastów, pogrubiającej ogólnie mineralne ziarno skały, jak się to powszechnie dzieje w gnejsach sowiogórskich w fazie D_3. Pojawia się on w gnejsach dwuskaleniowych tak strefy syllimanitowej, jak i poniżej niej, rosnąc zgodnie z osiową foliacją S_3.

W skałach poza strefą syllimanitową, w blaszkach Msc III dostrzec można niekiedy czerwonawe szwy hematytowe, naśladujące łupliwość (001) wcześniejszej blaszki biotytu, który przemienił się całkowicie w muskowit ze swą łupliwością (001) skośną do tamtej. Wespół z przejawami odbarwiania biotytu obserwacje takie świadczą, że choć na znacznie mniejszą skalę, także i w skałach bez syllimanitu dochodziło do przejścia biotytu w muskowit. Zapewne wobec odmiennych warunków P—T—X, po usunięciu Mg i Fe z biotytu nie rozwinął się tu syllimanit, mimo iż ogólny kierunek przeobrażeń metamorficznych był w zasadzie podobny.

Generalnej zgodności kierunku tych przeobrażeń dowodzi też fakt, iż w gnejsach spoza zony syllimanitowej bez większych ograniczeń rozwijały się zjawiska nadające im cechy migmatyczne. Zdaje się to świadczyć o jednakowo dużej aktyw-

ności międzyziarnowych roztworów w całym kompleksie sowiogórskim, a więc o istotnym znaczeniu parametru X dla owych przeobrażeń.

Mówi o tym choćby przykład braku trwałości muskowitu w skale z agresywnym skaleniem potasowym. Muskowit, niezależnie od sposobu powstania, ulega wtedy na granicy z kwarcem lub tymże skaleniem głębokiemu korozyjnemu postrzępieniu, przejawiając się rozwojem charakterystycznych frędzlowatych brzegów u blaszek tego łyszczyku. Proces ten zmierza do zastąpienia muskowitu skaleniem. Stroną atakującą jest tu zazwyczaj kwarc, przy inicjującej i stymulującej niejako roli skalenia potasowego lub obecnych w skale wolnych jonów K^+. Bywa jednak, że muskowit jest bezpośrednio korodowany i zastępowany skaleniem potasowym. Figura 39 pokazuje jedno ze stadiów tego procesu, gdzie skaleń potasowy tworzy

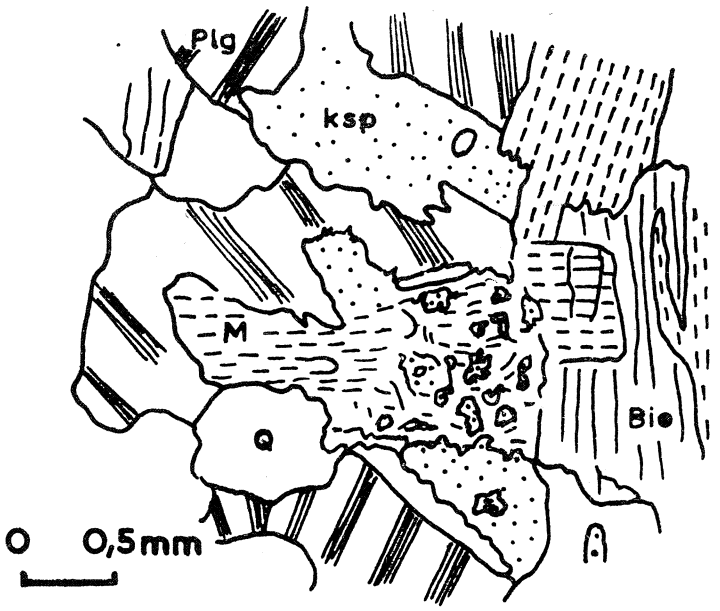


Fig. 39. Symplektytowe przerosty muskowitu i skalenia potasowego. Objaśnienia w tekście
Symplectite intergrowths of muscovite and K-feldspar. See text for further explanation

w muskowicie robaczkowe, symplektytowe przerosty na wzór myrmekitu. Przeobrażenia takie dokonują się w reakcjach ciągłych. Przybliżonym zapisem może tu być równanie:

$$Msc+6Q+2K^+ = 3Ksp+H_2O.$$

Jest rzeczą istotną, iż takie przekształcenie muskowitu w skaleń odbywa się poza zoną syllimanitową i nie ma nic wspólnego ze znaną reakcją II izograd syllimanitowej. Dowodzi to aktywności jonów potasu pochodzących z tej samej skały, nie zaś z zewnątrz. Z faktu, iż blaszki muskowitu zastępowane skaleniem potasowym spotyka się w powierzchniach osiowych S_3 można wnosić o wspominanym już związku aktywności potasu z fazą $F_3 M_3$.

Inny typ muskowitu reprezentuje jasny łyszczek powstający w efekcie przeobrażeń syllimanitu. Msc IV to muskowit, który rozwija się wtórnie w efekcie rekrystalizacji wcześniejszych agregatów biotytu i pilśniowego fibrolitu:

$$2Bio+2Sil = Bio'+Sil'+Msc+Q+K^++mnp.$$

Msc V natomiast to muskowit zjawiający się wtórnie w asocjacjach kwarcowo-syllimanitowych w wyniku ich uwodnienia w obecności skalenia potasowego lub wolnych jonów potasu (*cf.* Żelaźniewicz, 1984a). Msc V spotyka się jako późny łyszczyk w skałach poddanych ciągliwemu ścinaniu w fazie D_4, co oznacza, iż jest on od tego ścinania młodszy.

W dwułyszczykowych gnejsach pewne pasemka mylonityczne bywają wyznaczane przez bogate w muskowit lub nawet czysto muskowitowe koncentracje doskonale równoległych blaszek. W znacznej mierze jest to muskowit tektonicznie sprasowany z biotytem zgodnie z powierzchniami przemieszczeń. Biorąc jednak pod uwagę widoczną tendencję do pojawiania się w takich pasemkach myrmekitu, mówiącego o ruchliwości jonów potasu, nie można wykluczyć, że część skupiającego się tu muskowitu jest z procesem mylonityzacji syntektoniczna. Dwuznaczne dowody mikrostrukturalne nie przesądzają tej kwestii.

W każdym razie realnym dowodem obecności skalenia potasowego i krzemionki w przenikającym skałę fluidzie są skaleniowe i kwarcowe żyłki zabliźniające ekstensyjne spękania w partiach poddanych rozciąganiu w czasie owej mylonityzacji. Ten późny skaleń potasowy jest agresywny zarówno w stosunku do obu łyszczyków, jak i plagioklazu (Fig. 40).

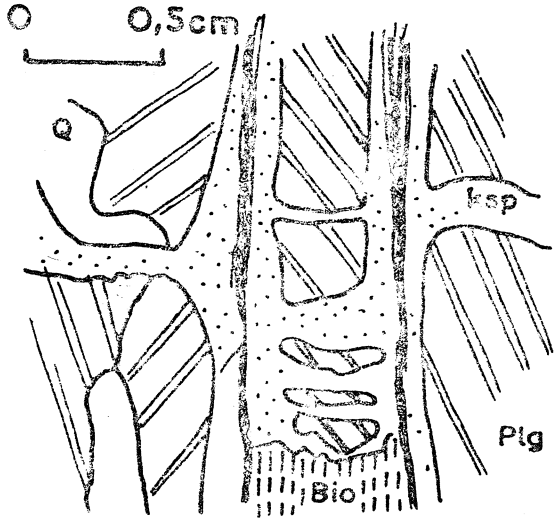


Fig. 40. Skaleń potasowy zabliźniający ekstensyjne spękania w ziarnach plagioklazu
K-feldspar healing extension fractures in plagioclase grains

Występowanie późnego muskowitu jest cechą charakterystyczną dwuskaleniowych gnejsów poza strefą syllimanitową. Blasty takiego muskowitu osiągają stosunkowo duże wymiary, nawet do 0,5 cm^2, nakładając się zupełnie bezładnie na starszą kierunkową więźbę tych skał. Ponieważ są one obecne także i w homofanizowanych odmianach owych gnejsów, należy sądzić, iż ów muskowit, *Msc VI*, łączy się z procesem homofanizacji skał sowiogórskich. Przypuszczenie to jest zgodne z wykazywaną przezeń teksturalną równowagą w odniesieniu tak do skalenia potasowego, jak i kwarcu. Jest to swoista cecha Msc VI, różniąca go od innych typów muskowitu, a świadcząca, że wzrost tego późnego jasnego łyszczyku następował

w temperaturze niższej niż blasteza pozostałych typów. Wniosek ten jest zgodny z zebranymi dotąd danymi o procesie homofanizacji.

Msc VI najbliższy jest czasowo Msc V, pochodzącemu z muskowityzacji syllimanitu. Msc VI rośnie natomiast na koszt, istniejących w dwuskaleniowych gnejsach, Ksp i Q przy udziale H_2O, albo też powstaje skutkiem prostej pogrubiającej rekrystalizacji $Msc_n \rightarrow$Msc VI, w warunkach obniżonego ciśnienia właściwych sowiogórskiej homofanizacji.

Procesem wartym tu przypomnienia, choć pozbawionym zupełnie ilościowego znaczenia, jest też wtórne zastępowanie muskowitem dystenu, w obecności jonów K^+, bardzo rzadko ulegającego w Górach Sowich bezpośredniej polimorficznej transformacji w syllimanit.

Wreszcie należy odnotować, że znikome ilości muskowitu pojawiają się w gnejsach kordierytowych w wyniku retrogresywnych przeobrażeń tych skał i samego kordierytu. Łyszczyk ten jest drobny, strzępiasty i ma niskie bardzo barwy interferencyjne.

Z powyższego przeglądu widać, jak różne pozycje mikrostrukturalne zajmuje jasny łyszczyk w gnejsach i migmatytach sowiogórskich. Przykład muskowitu pokazuje, jak rozmaitym przeobrażeniom mogą ulegać minerały w skale o jakościowo nawet prostym składzie mineralnym, i jak dalece skała taka dąży stale do zapewnienia równowagi tworzącym je minerałom. Dzięki temu, że stan taki rzadko kiedy jest w naturze osiągany w zupełności, wskutek niedoprowadzania do końca reakcji metamorficznych, przy zmieniających się z powodów tektonicznych parametrach P—T—X, mamy możność, łapiąc pewne momenty jakby na gorąco, określić, jakim to procesom skała ulegała i jak przekształcały się jej minerały w dążeniu do owej równowagi.

GNEJSY MIKROKLINOWE

Mimo że większość gnejsów sowiogórskich zawiera skaleń potasowy (Fig. 50), to tylko niewielką ich część, w pasie pomiędzy Głuszycą a Woliborzem, można określić terminem gnejs mikroklinowy. Te bogate w mikroklin skały wykazują w analizach chemicznych wyraźnie podwyższoną ilość K_2O (*cf.* Kryza, 1981). Teksturalnie mikroklinowe gnejsy należą do odmiany warstewkowej i smużystej, rzadziej znacznie — łuseczkowej. Cechą dodatkową, właściwą przede wszystkim tym skałom, jest obecność skaleniowych lub kwarcowo-skaleniowych oczek, bardzo zresztą nierównomiernie rozmieszczonych. Oczka owe pozwalają na kartograficzne wyróżnienie dwóch, a nawet trzech pasów gnejsów oczkowych, przeważnie warstewkowych, o szerokości stu do kilkuset metrów (Fig. 2).

Charakterystyczne tekstury i skład tych oczkowych gnejsów, skłaniające Grocholskiego (1958) do nazwania ich granitognejsami, stanowiły przesłanki różnych interpretacji genetycznych. Początkowo przypuszczano, że są to ortognejsy (Finckh, 1924a; Smulikowski, 1952; Polański, 1955), potem zaś, że to oligoklazowo-łyszczykowe paragnejsy poddane metasomatycznej mikroklinizacji — szczególnie aktywnej w silnie uprzednio zdeformowanych strefach (Morawski, 1963, 1973; Grocholski, 1967). Kryza (1981) natomiast wyraził ostatnio pogląd, iż są to po prostu zmetamorfizo-

wane szarogłazy skaleniowe bogate w skaleń potasowy, względnie że są to magmowe lub piroklastyczne skały, o składzie zbliżonym do granitu, w których ewentualnie późniejsze procesy metasomatyczne mogły spowodować jedynie lokalną mobilizację potasu i blastezę potasowego skalenia.

Wśród takich mikroklinowych granitognejsów spotyka się sporadyczne przeławicenia plagioklazowych gnejsów warstewkowych, z kolei wśród warstewkowych bywają poziomy wzbogacone w skaleń potasowy. Nie jest wykluczone, że taka litologiczna zmienność odziedziczona została po pierwotnym kompleksie osadowym. W każdym razie różnice składu mineralnego miały istotny wpływ na przebieg metamorfozy owych skał.

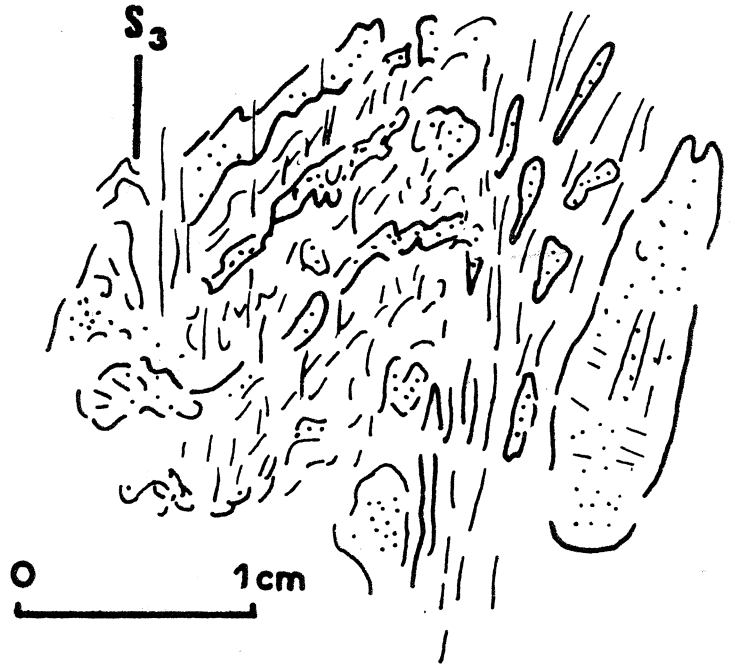


Fig. 41. Struktura sfałdowanego granitognejsu mikroklinowego. Objaśnienia w tekście
Fabric of folded microcline granitegneiss. See text for further explanation

Ewolucja więźby gnejsów warstewkowych opisana została na przykładzie gnejsu znad Jeziora Bystrzyckiego (s. 252), natomiast rozwój więźby mikroklinowych granitognejsów przedstawiony będzie na przykładzie gnejsu z okolic Głuszycy. W próbce tego gnejsu z fałdkami F_3 dostrzec można megaskopowo, iż sfałdowane są tu jasne — kwarcowo-skaleniowe, i ciemne — biotytowe warstewki (takie jak w plagioklazowych gnejsach warstewkowych), przecinane osiowo nową łyszczykową foliacją (Fig. 41). Fałdów tych nie widać jednak pod mikroskopem przy pobieżnym badaniu. Dopiero dokładniejsza obserwacja pozwala zauważyć, że choć w istocie większość blaszek biotytu rośnie wspólnie z muskowitem zgodnie z osiową foliacją S_3, to generalnie poprzecznie do nich, znacząc przebieg sfałdowanych powierzchni, układają się parokrotnie drobniejsze i rzadsze blaszki i biotytu i muskowitu. Reprezentują one więźbę starszą. Po transpozycji $S_2 = S_1$ do S_3 większość blaszek łyszczyków musiała ulec rekrystalizacji i powiększeniu swych rozmiarów. Naturalnie w skrzydłach fałdów mocniej ściśniętych, wobec powszechnej tam równoległości S_2, S_1 i S_3, wszystkie łyszczyki leżą zgodnie w jednej powierzchni i wyróżnienie elementów więźby starszej od elementów więźby młodszej nie jest możliwe.

W opisywanym gnejsie z Głuszycy poza łyszczykami, rekrystalizacji w fazie F_3 M_3, i to w znacznie większym od nich stopniu, doznają także kwarc i skalenie. Kwarc dąży wyraźnie do tworzenia

dużych spłaszczonych ziarn lub monomineralnych agregatów ułożonych równolegle do powierzchni foliacji S_3. W niewielkim stopniu jest on korozyjny w stosunku do plagioklazu, którego blasty mają lekko tylko zatokowe granice i choć ksenomorficzne, to jednak generalnie wykazują subautomorficzne zarysy. Mikroklin występuje także jako ksenomorficzne ziarna, niekiedy łączące się i obrastające inne minerały, niekiedy rozmieszczone jako wypełnienia międzyziarnowych przestrzeni, powodujące myrmekityzację przyległego plagioklazu. Takie relacje mikrostrukturalne wskazują, że w czasie rekrystalizacji M_3 zarówno skaleń potasowy, jak i kwarc należały do aktywnych składników skały, plagioklaz natomiast do pasywnych. Sytuacja taka zgodna jest z obrazem stosunków mikrostrukturalnych rozpoznanych w innych odmianach skał sowiogórskich.

Widoczne megaskopowo oczka (Fig. 41) studiowane pod mikroskopem, jak się okazuje, narastają na istniejącą strukturę fałdków F_3 i zacierając je są wyraźnie — przynajmniej w części — postkinematyczne do F_3. Oczka te mają różny skład mineralny: albo buduje je tylko mikroklin, albo kwarc i plagioklaz występujące w zmiennych proporcjach, albo zespół Q—Plg—Ksp. Skład taki i położenie oczek w więźbie skały jednoznacznie określają sposób ich powstania. Oto porozcinane przez foliację S_3, same niezbyt ciągłe soczewkowate warstewki i słoje starszej kwarcowo-skaleniowej foliacji $S_2 = S_1$, w warunkach postkinematycznej rekrystalizacji M_3, rozrastały się lokalnie, zdecydowanie pogrubiając ziarno budujących je minerałów, zwłaszcza w przegubach fałdków F_3, czyli miejscach obniżonego ciśnienia. W ten sposób dochodziło do powstania charakterystycznej dla granitognejsów grubej plastrowatej tekstury, w której dość bezładnie zjawiały się skaleniowe lub kwarcowo-skaleniowe oczka.

Dokładnie taki sam proces obserwuje się w mikroklinowych gnejsach o teksturze smużystej. W skałach tych, wobec braku warstewkowania, nie dochodzi do tak spektakularnego rozwoju cech granitognejsowych, jak w gnejsach warstewkowych, ale i tu wzrost oczek odbywa się w podany wyżej sposób w miejscach naturalnych koncentracji jasnych składników, a więc zazwyczaj w przegubach fałdów. Nie zawsze ta zależność jest dobrze widoczna. W gnejsach smużystych, poddanych znacznej rekrystalizacji, pogrubieniu i reorientacji ziarna, a wykazujących obecność transpozycyjnej foliacji S_3, nie sposób rozpoznać — przy braku warstewkowania — istnienie fałdów F_3. Stąd oczka mogą się pojawiać w pozornie nie sfałdowanych partiach skały. Pojawianie się ich w partiach rzeczywiście nie sfałdowanych oznacza zapewne, że ich wzrost odbywa się w miejscach lokalnie obniżonego ciśnienia w więźbie skały. Niewątpliwie działa tutaj drobnoskalowa migracja materii w obrębie skały i jej metamorficzna dyferencjacja. Stąd zmienny skład i wewnętrzna budowa tych oczek, co ilustruje parę poniższych przykładów.

Oto oczko, które zbudowane jest z agregatu różnej wielkości ziarn mikroklinu ze sporadycznymi wrostkami biotytu i niewielką ilością drobnych, „niedotrawionych" blastów plagioklazu. Brzegi oczka zgodne z foliacją otula dość gruby płaszcz blaszek biotytu. Przy brzegach prostopadłych do foliacji widoczne są rozmyte jakby przejścia do więźby gnejsu. Tutaj koncentrują się drobne ziarenka plagioklazu, niewątpliwie wypchnięte poza obręb oczka. Skupienia te stanowią właśnie owe przejściowe strefy do kwarcowo-plagioklazowej więźby skały.

Inne oczko tworzone jest przez jedno wielkie ziarno mikroklinowego mikropertytu z nielicznymi wrostkami niedotrawionego plagioklazu, biotytu i kwarcu. W tle skały, poza oczkiem, w kwarcowo-plagioklazowej więźbie skaleń potasowy nie jest zbyt często spotykany. Wyraźnie esowaty układ pertytowych przerostów wskazuje, że blast mikroklinu wzrastał synkinematycznie.

W innym przypadku synkinematyczny wzrost oczek dokumentowany jest ich wrzecionowatym wydłużeniem zgodnie z lineacją L_3. Oczkowy kształt takich wrzecionek widoczny jest w przekrojach prostopadłych do tej lineacji. Oczka te rozwijają się z leukosomowych warstewek budowanych albo wyłącznie przez skaleń potasowy, albo przez kwarc i skalenie.

Choć niewątpliwie w czasie takiej rekrystalizacji substancja skały musiała być nad wyraz ruchliwa, to jednak transport materii odbywał się na bardzo krótkich dystansach, a więc w układzie generalnie zamkniętym. Nie ulega wątpliwości, że skaleń potasowy był już w tych skałach przed fałdowaniem F_3 i w przypadku gnejsów warstewkowych stanowił integralny składnik kwarcowo-skaleniowych warstewek. Jak słusznie zauważył Kryza (1981), brak jest w mikroklinowych gnejsach dowodów przemawiających za metasomatycznym pochodzeniem skalenia potasowego, związanym z doprowadzeniem potasu z zewnątrz, jak to sugerował Morawski (1963, 1973). Tekstury właściwe tym gnejsom, a zwłaszcza granitognejsom, powstały w efekcie izochemicznych przeobrażeń warstewkowych gnejsów w efekcie znacznej ruchliwości skalenia potasowego i kwarcu w czasie fazy D_3 (F_3 M_3), aktywności charakterystycznej zresztą dla tej fazy na całym obszarze Gór Sowich.

Należy tu jeszcze raz podkreślić, że mikroklin występuje we wszystkich teksturalnych odmianach gnejsów sowiogórskich (Fig. 50). choć naturalnie w różnych bardzo ilościach. Najbogatsze weń są skały wspominanego już wąskiego pasa przy południowo-zachodnim brzegu Gór Sowich. Już Kryza (1981) dostrzegł, że mikroklin w skałach o więźbie drobno-, czy średnioziarnistej zajmuje często taką samą pozycję jak inne składniki główne, tworząc drobne, izometryczne, niekiedy automorficzne ziarna. Oznacza to, iż współtworzy on z kwarcem i plagioklazem sacharoidalną więźbę, tak charakterystyczną dla najstarszych epizodów metamorficznych. Ów skaleń potasowy nie ma wrostków i najwyraźniej znajduje się w równowadze ze swym otoczeniem, z którym zatem najpewniej wspólnie musiał powstawać. Tam, gdzie w fałdki F_3 ujęte jest starsze, przypuszczalnie pierwotne, warstewkowanie, można zauważyć, że tego typu skaleń potasowy występuje w jednych warstewkach, a brak go w drugich. Wynikałoby stąd, że taki rozkład zawartości owego minerału w skałach jest stary, a w każdym razie pochodzi sprzed fazy D_3.

Podobną przestrzenną zmienność widać i w większej skali. Wśród gnejsów plagioklazowych pojawiają się różnej grubości horyzonty, zawierające w sobie skaleń potasowy o cechach wspomnianych powyżej. O ile w zonie syllimanitowej pozycja tego skalenia w więźbie skał nie zawsze jest jednoznaczna, ze względu na jego różne pochodzenie, to w skałach poza tą zoną skaleń potasowy nie jest na pewno produktem procesu fibrolityzacji i przypuszczalnie istniał on w nich od początku ich historii. Ważną cechą tego wczesnego skalenia potasowego, Ksp I, pozwalającą w zasadzie na odróżnienie go od późniejszych generacji tego skalenia, jest jego równowaga z Msc I. Można zatem przypuścić, że w pierwotnej sekwencji osadowej istniały poziomy litologiczne o takim składzie i na tyle bogate w detrytyczny skaleń potasowy, iż po pierwszym epizodzie metamorficznym, który w Górach Sowich miał miejsce od razu w warunkach zony Bio—Gr∓Kya, utrzymał on swą obecność w zmetamorfizowanych skałach.

Jednakże nie ulega wątpliwości, że pewna część skalenia potasowego powstaje w skałach później, równocześnie z syllimanitem, przy okazji jego krystalizacji, odbywającej się kosztem rozkładanych łyszczyków — przede wszystkim biotytu. W leukosomowych partiach gnejsów migmatycznych, niejednokrotnie bardzo bogatych w Ksp, widoczne są objawy późnej mobilizacji skalenia potasowego, obra-

stającego obecnie starsze elementy więźby skały i zachowującego się wobec nich bardzo agresywnie. Korozja muskowitu przez kwarc w obecności wolnych jonów K^+ również prowadzi do powstania Ksp z wydzieleniem H_2O.

Łatwo zauważyć, że w gnejsach i migmatytach sowiogórskich istnieje kilka typów skalenia potasowego — podobnie zresztą jak to się dzieje w przypadku innych minerałów — różniących się wzajemnie sposobem powstania, mikrostrukturalną pozycją w więźbie skały oraz stosunkiem do jej pozostałych składników. Obecność skalenia potasowego przejawia się w postaci:

— izometrycznych ziarenek w sacharoidalnej więźbie kwarcowo-skaleniowej;

— ksenomorficznych, interstycjalnych blastów;

— ogromnych, późnych poikiloblastów, oblewających i trawiących wszystkie inne minerały skały;

— wielkich subautomorficznych ziarn, ubogich we wrostki;

— zmyrmekityzowanych ziarn lub brzegów ziarn plagioklazu;

— samodzielnych skupień myrmekitu;

— antypertytowych przerostów lub okienek w blastach plagioklazu.

Jak już wspominałem, w czasie rekrystalizacji M_3 skaleń potasowy był jednym z najbardziej ruchliwych i aktywnych składników gnejsów sowiogórskich. Świadczy o tym rozwój właśnie owych potężnych, choć nieregularnych porfiroblastów, bogatego w różne wrostki, pertytowego mikroklinu. Takie duże blasty mikroklinu pojawiają się z reguły tylko w tych skałach, w których w zachowanych fragmentach sacharoidalnej więźby można dostrzec obecność Ksp I (zazwyczaj w znikomych ilościach). Można sądzić, że porfiroblasty rosną kosztem owego starszego skalenia potasowego. Obrastają one niekiedy nawet duże fragmenty więźby $F_3 M_3$ lub starszej. Stąd często dużo w nich częściowo zresorbowanego Bio, Plg, Q, Sil, Gr, nie wyłączając Ap i Kya. Trzy ostatnie minerały nie wykazują jednak nigdy granic reakcyjnych z Ksp — są względem niego bierne. Pozostałe minerały są natomiast w mniejszym lub większym stopniu przez Ksp korodowane. Zachodzą więc tu różne reakcje metamorficzne, z reguły ciągłe, w czasie których dochodzi do wymiany jonów i jakościowych przeobrażeń mineralnych, trudnych wszelako do przedstawienia w postaci ścisłych stechiometrycznych równań.

Jedne z takich reakcji w charakterystyczny sposób dotyczą plagioklazu, zamienianego powszechnie w pertytowe przerosty w dużych blastach mikroklinu. Korozyjna aktywność Ksp względem Plg zaznacza się też w postaci wspomianych antypertytowych okienek, czy też tworzeniem się bogatego i różnorodnego w formie myrmekitu, *nota bene* szczególnie obfitego w pasemkach mylonitycznych.

W innych jednak przypadkach, np. w łuseczkowym gnejsie koło Michałkowej, późny bezpertytowy skaleń potasowy oblewa kierunkową więźbę, tworzoną przez biotyt, kwarc, i plagioklaz, bez śladów najmniejszych reakcji z tymi minerałami, zajmującymi obecnie pozycję wrostków. Zachowując się wobec nich tak biernie, skaleń potasowy nie mógł wzrastać ich kosztem. Stanowi on niejako rodzaj lepiszcza spajającego elementy więźby skały i zamienionego w ogromne poikiloblasty. Taka sytuacja mikrostrukturalna sugeruje, że skaleń potasowy w całości musiał do miejsca powstania dostać się w roztworze intergranularnym. I choć pochodzenie jego nie

jest zbyt jasne, to w każdym razie świadczy to o olbrzymiej ruchliwości skalenia.

O znacznej aktywności skalenia potasowego świadczy natychmiastowa utrata w jego obecności równowagi przez parę Msc—Q, dokumentująca się frędzlastym strzępieniem łyszczyka skutkiem jego reakcji z kwarcem. Świadczy o tym także pomniejszenie stabilności układu Q—Plg, który albo poczyna, albo intensyfikuje już zaczętą rekrystalizację na większe, ksenomorficzne, zatokowate ziarna, zacierającą wcześniejsze, sacharoidalne zarysy blastów obu tych minerałów. Wydaje się, że obecność Ksp lub przynajmniej jonów K^+ w akwatycznym metamorficznym fluidzie była swego rodzaju stymulatorem metamorficznych reakcji, polegających na ciągłej wymianie jonów pomiędzy uczestniczącymi minerałami. Można sądzić, iż z rządzącej metamorfizmem triady $P—T—X$, właśnie X był tu czynnikiem bardzo istotnym, wywołującym przeobrażenia nawet przy stałości $P—T$. Naturalne dążenie całego układu skały do osiągnięcia równowagi zmuszało minerały do rekrystalizacji i odpowiednich transformacji.

Jest rzeczą interesującą, że fragmenty więźby zamknięte w porfiroblastach mikroklinu, jak też pojedyncze w nich wrostki tworzone są przez ziarna z reguły mniejsze niż blasty tych samych minerałów, znajdujące się na zewnątrz owych porfiroblastów. Obserwacja ta sugeruje, że równocześnie ze wzrostem dużego, późnego mikroklinu dokonywało się powszechne pogrubienie rozmiarów ziarna mineralnego skał sowiogórskich. Wniosek taki jest zgodny ze wspominanymi już spostrzeżeniami, opartymi na innych przesłankach mikrostrukturalnych, co pozwala twierdzić, że faza D_3 charakteryzowała się, między innymi, rekrystalizacją zmierzającą do powiększenia ziarna mineralnego. Oznacza to przypuszczalnie, że ciśnienie miało w tym czasie mniejsze znaczenie niż temperatura.

O wędrówce w skałach metamorficznego fluidu zawierającego jonu potasu świadczy choćby koncentrowanie się obfitego myrmekitu czy też antypertytu w mylonitycznych pasemkach w strefach ciągliwego ścinania. Dowodzą tego bogate w skaleń potasowy warstewki leukosomowe w migmatycznych partiach gnejsów sowiogórskich. Świadczy też o tym przeradzanie się Msc I w Ksp w przegubach fałdów F_3.

Ów późny skaleń potasowy może koncentrować się głównie w leukosomie produkowanym, a ściślej rzecz biorąc, rozbudowywanym w czasie $F_3 M_3$. Taka koncentracja tego ruchliwego składnika mogła nastąpić tylko w drodze metamorficznej dyferencjacji i segregacji mineralnych komponentów skały. Efektem mobilizacji i migracji skalenia potasowego, a także kwarcu, są wspominane już monomineralne agregaty subautomorficznego plagioklazu, nie ulegającego żadnym przeobrażeniom, a nagromadzanego w plackowate skupienia wskutek całkowitej ucieczki spomiędzy nich owych dwóch ruchliwych składników.

Opisane powyżej zjawiska są charakterystyczne dla wszystkich gnejsów zawierających skaleń potasowy, niezależnie od ich teksturalnych odmian oraz ilości Ksp w skale. Intensywność tych zjawisk zależała jednak od tekstury skały i od zawartości w niej Ksp. Generalnie obowiązywała tu, jak się zdaje, prosta zależność, że tym silniejsza była przebudowa, im większe było ziarno wyjściowej skały. Stąd właśnie największy zakres przeobrażeń, związanych z mobilnością Ksp w fazie D_3, jak i ruch-

liwością jonów potasu, obserwuje się w skałach bogatej w ów alkaliczny metal strefy, ciągnącej się przy płd.-zach. brzegu bloku sowiogórskiego, od Głuszycy po Wolibórz i Srebrną Górę.

GRANITY SOWIOGÓRSKIE

Sowiogórskie granitoidy to średnioziarnista skała o granoblastycznej strukturze, przy bardzo jednak nierównej wielkości ziarna kwarcu i obu skaleni (Fig. 42). Proporcje ilościowe między skaleniami są zmienne, choć generalnie plagioklaz przeważa nad mikroklinem, przez co skała ma skład granodiorytu: Plg—Q—Ksp—Msc—Sil+Bio,Gr. Ziarna plagioklazu (An_{10-18}), czasami o budowie pasowej (normalnej) są subautomorficzne lub ksenomorficzne. Zawsze ksenomorficzny jest mikroklin, niezależnie od tego czy tworzy ziarna wielkie, czy też drobne, zjawiające się w interstycjach. Ma on na ogół dobrze wykształconą kratkę bliźniaczą, często

Fig. 42. Więźba granitu sowiogórskiego

Fabric of the Sowie Góry granite

jest pertytowy i zawiera w sobie ponadto pojedyncze wrostki innych minerałów. Oba skalenie zawierają charakterystyczne wrostki okrągławego kwarcu. Duże, nieregularne ziarna kwarcu są nierzadko mocno odkształcone, wykazując spłaszczenie kształtu, faliste wygaszanie światła i ząbkowy rysunek granicy podziarn, przeradzających się niekiedy w drobnoziarnistą mozaikę. Faliste wygaszanie częste jest także wśród dużych ziarn oligoklazu i mikroklinu, przy czym plagioklazowe osobniki bywają spękane i miewają zuskokowane lamelki bliźniacze. Skała przejawia cechy wyraźnego zaangażowania dynamicznego i kataklastycznej deformacji.

Duże, często załomowo wygięte blaszki muskowitu są zazwyczaj korodowane kwarcem i mikroklinem, co daje sitowe przerosty tych minerałów, identyczne z tymi, jakie obserwuje się w gnejsach zony syllimanitowej, i świadczące o braku równowagi między owymi minerałami. Na korodowanym łyszczyku wyraźnie narasta fibrolit, skupiający się w sprasowanych wiązkach, rozrzuconych tu i ówdzie w skale, a zwłaszcza na granicy granitowych żył z gnejsowym otoczeniem. Taka sytuacja mikrostrukturalna sugeruje, że syllimanit w tym stosunkowo ubogim w biotyt granitoidzie wyrastał kosztem kwarcu i muskowitu, w efekcie klasycznej reakcji izograd syllimanitowej, wspólnie z częścią istniejącego w skale skalenia potasowego.

Morawski (1973) sądzi, że tzw. sowiogórskie granity mają charakter sekrecyjny i po wyciśnięciu z miejsca powstania reomorficznie intrudowały w gnejsowe otoczenie. Kryza (1981) zaś rozwija stary pogląd Polańskiego (1955) i przypuszcza, że są one raczej produktem anatektycznego nadtapiania niższych horyzontów gnejsowego kompleksu, zwłaszcza iż składem swym są one bliskie niskotemperaturowym stopom inicjalnym. Miałyby się one, według niego, tworzyć przy końcu etapu homofanizacji.

Zmienne proporcje ilościowe obu skaleni i łyszczyków, obecność fibrolitu, brak oscylacyjnej pasowości w plagioklazach oraz mikrostrukturalne relacje ziarn głównych minerałów zdają się wskazywać, że opisywana skała jest przede wszystkim pochodzenia metamorficznego i udział częściowego nadtapiania w jej powstaniu był raczej niewielki.

Intruzywne kontakty i znaczna kataklaza wskazują, że granitoidy, zapewne w postaci gęstej „kaszy", wciskały się zgodnie w swe obecne gnejsowe otoczenie jako kilkunasto- do kilkudziesięciocentymetrowej grubości sille. Granitoidowe żyły, w gruncie rzeczy spotykane sporadycznie i właściwie tylko w środkowej części Gór Sowich, intrudowały w gnejsy wzdłuż powierzchni foliacji S_3. Obecność lineacji L_3, zaznaczającej się na syllimanitowych pakietach rozdzielających często gnejs od granitu, świadczy, że była to intruzja syntektoniczna, zgodnie z przypuszczeniem Morawskiego (1973) najpewniej o charakterze reomorficznym. Czynnikiem powodującym reomorficzne uruchomienie takiej granitoidowo przekrystalizowanej masy mogły być na przykład te dodatkowe ilości wody, które zostały wydzielone z muskowitu w czasie jego fibrolityzacji.

Ścisły przestrzenny związek granitoidów z gnejsami zony syllimanitowej sugeruje, że wędrówka masy granitowej nie mogła być daleka oraz że samo pojawienie się tych skał mogło być w jakiś sposób zależne od ich składu. W odróżnieniu od typowych gnejsów sowiogórskich granitoidy są tu stosunkowo ubogie w minerały ciemne. Z charakteru opisywanych już metamorficznych przeobrażeń widocznych

w gnejsach i migmatytach wiadomo, że im mniej było biotytu w skale, tym bardziej jej jasne składniki stawały się podatne na mobilizację w warunkach powszechnego uruchamiania kwarcu i skalenia potasowego w fazie $F_3 M_3$. Należałoby się zatem spodziewać istnienia jakichś leukokratycznych skał, które mogłyby być substratem sowiogórskich granitoidów. Skały takie, stanowiące niewątpliwie pierwotne przeławicenia w obecnym kompleksie gnejsowym, rzeczywiście spotyka się w sąsiedztwie granitoidowych żył, w okolicach Walimia i Głuszycy.

Na przykład w zboczu ponad sztolniami w Walimiu znajduje się skałka laminowanego gnejsu łuseczkowego, w którym zgodnie z jego foliacją tkwi żyła granitu o grubości 30—50 cm. Jej granice z gnejsem są bardzo ostre i dobrze widoczne dzięki kontrastowi tekstur obu skał. Na powierzchniach granicznych żyły dostrzegalna jest lineacja L_3, równoległa do lineacji L_3 widocznej w gnejsowym otoczeniu.

W odległości 50 cm od żyły granitu, w gnejsie łuseczkowym, znajduje się 1,5-metrowej miąższości przewarstwienie gnejsu leukokratycznego, silnie kwarcowego, z syllimanitem (Q—Ksp+ +Plg+Msc, Sil, Bio, Gr). Gnejs ów wykazuje słabo wyrażoną teksturę kierunkową dzięki równoległemu ułożeniu pakietów syllimanitu, blaszek częstszego tu muskowitu i rzadszego biotytu. Efektem ubóstwa łyszczyków jest dość bezładna więźba minerałów jasnych. Muskowit jest silnie zatokowo korodowany przez kwarc i wytwarzają się w nim frędzlaste brzegi na kontakcie ze skaleniem potasowym. Brzeżne partie ziarn plagioklazu są myrmekityzowane. Syllimanit rośnie kosztem obu łyszczyków, zwłaszcza przeważającego tu muskowitu. A więc opisywany gnejs leukokratyczny wykazuje ten sam rodzaj przeobrażeń co i inne odmiany gnejsów dwuskaleniowych zony syllimanitowej. Gdyby nie obecność fibrolitu, skała ta składem i teksturą bardzo byłaby podobna do gnejsu aplitoidowego.

Granit z opisywanej żyły składa się z tych samych minerałów co i gnejs leukokratyczny, tyle że tworzą tu one większe ziarna niż w gnejsie. W obrębie granitu znajdują się partie budowane prawie wyłącznie przez kwarc. Mikrostrukturalne relacje minerałów są w obu skałach w zasadzie identyczne. Mikroklin albo współtworzy tło skały granitowej, albo pojawia się jako duże ksenomorficzne ziarna, wyraźnie agresywne w stosunku do drobniej ziarnistego tła z granatem i apatytem. Biotyt ulega odbarwieniu z wydzieleniem fazy tlenkowej. Muskowit będąc w nierównowadze z kwarcem i mikroklinem chętnie ulega przekształceniu w fibrolit. Duże ziarna kwarcu, skaleni i muskowitu wykazują znamiona deformacji kataklastycznej, niewidocznej w gnejsie leukokratycznym.

A więc uderzające podobieństwa tak składu mineralnego, jak i petrologicznej historii gnejsu i granitu zgodne są z wysuniętym przypuszczeniem, że sowiogórskie granitoidy żyłowe powstawały przez reomorficzne uruchamianie leukokratycznych gnejsów silnie rekrystalizujących w fazie D_3 ($F_3 M_3$), kiedy to dzięki znacznej zawartości kwarcu i skalenia potasowego — składników bardzo ruchliwych w tym czasie — łatwo ulegały one mobilizacji. Jednym z przejawów owej mobilizacji są choćby owe kwarcowe „gniazda", które można dostrzec w granicie.

Dlatego też żyły granitoidów występują tylko tam, gdzie wśród gnejsów, głównie łuseczkowych, spotyka się kilkunastocentymetrowej do metrowej miąższości przeławicenia dwuskaleniowych gnejsów leukokratycznych — szczególnie w obrębie zony syllimanitowej, czyli tak, jak to właśnie się dzieje na obszarze między Głuszycą a Wielką Sową. To spostrzeżenie ma, jak się zdaje, dość istotne znaczenie, gdyż poza zoną syllimanitową praktycznie granitów się nie znajduje. Jedyny wyjątek stanowią tu, bogate w leukokratyczne gnejsy, okolice Srebrnej Góry, gdzie sporadycznie można dostrzec luźne bloki skał granitoidowych. Grocholski (1967) wspomina, iż obserwował skały granitowe w fortach Góry Warownej w Srebrnej Górze.

GNEJSY APLITOIDOWE

Przy południowo-zachodnim brzegu Gór Sowich, w występującym tam pasie skał o podwyższonej zawartości K_2O, odsłaniają się dość szczególne skały gnejsowe, odbiegające wyglądem od innych odmian gnejsów sowiogórskich. Charakterystyczne typy owych skał pojawiają się na niewielkim obszarze w pobliżu Kolców i Sierpnicy (Fig. 2). Nazwałem je gnejsami aplitoidowymi, gdyż nazwa ta zdaje się stosunkowo najpełniej oddawać teksturalne cechy tych skał: cukrowatą ziarnistość, bezładność w ułożeniu składników przy małej zawartości łyszczyków.

Gnejsy aplitoidowe budowane są przez zespół obejmujący Plg, Ksp, Q, Msc jako minerały główne oraz Gr, Ap, Tour i minerały nieprzezroczyste jako składniki akcesoryczne. Proporcje ilościowe minerałów głównych są bardzo zmienne. Raz Plg dominuje nad Ksp, innym razem Ksp przeważa nad Plg, Q jest więcej niż skaleni lub też odwrotnie. Taka zmienność zdaje się świadczyć raczej o osadowym niż magmowym początku tych skał. Łyszczyku jest w nich w ogóle niewiele, co staje się przyczyną bezładnej przeważnie tekstury. Gnejsy te są przeważnie różowawe, rzadziej szarawe i na ogół słabo są w nich rozwinięte struktury planarne. Lepiej foliowane partie są zawsze bogatsze w muskowit. Większość jego blaszek jest wtedy ułożona w jednym kierunku, co jest niewątpliwie efektem regionalnej metamorfozy, jakiej te skały doświadczyły. Łatwo można zauważyć, że gdy łyszczyk zorientowany jest przypadkowo, to skała megaskopowo ma wygląd aplitowaty gdy zaś muskowit jest bardziej uporządkowany i zgodny z regionalną foliacją — to gnejsowaty.

Więźba gnejsów aplitoidowych, choć w zasadzie jednolita pod względem składu mineralnego, jest z reguły wyraźnie dwufazowa pod względem wielkości ziarna — grubo- i drobnoziarnista. Faza gruboziarnista reprezentowana jest przez duże ziarna Plg, Ksp, Q i Msc. Faza drobnoziarnista, będąca tłem dla tych dużych blastów, zbudowana jest z tych samych minerałów oraz dodatkowo ze znikomej ilości akcesorycznego granatu i apatytu.

Blasty fazy gruboziarnistej są na ogół ubogie we wrostki. W dużych ziarnach plagioklazu bywają resztki drobnego skalenia potasowego, podobnie jak niedotrawione ziarenka plagioklazu znajdują się wewnątrz dużych blastów mikroklinu, co jest, jak się zdaje, dowodem wzrastania obu skaleni z fazy drobnoziarnistej. Plagioklaz inkorporowany przez duże blasty skalenia potasowego zamienia się albo w pertyt, albo spychany jest ku brzegom nowo rosnącego ziarna mobilnego skalenia potasowego.

Faza drobnoziarnista ma generalnie cukrowate, tak jak w aplicie, ziarno. Buduje ją przede wszystkim kwarc, skaleń potasowy i dość mocno zmyrmekityzowany plagioklaz.

Istotną cechą gnejsów aplitoidowych jest fakt, że muskowit jest tu zasadniczo w równowadze z kwarcem i skaleniem potasowym. Rzadko bardzo obserwuje się tylko co najwyżej lekko frędzlasto postrzępione blaszki łyszczyka na granicy z tymi dwoma minerałami. Równowaga taka właściwa jest gnejsom spoza zony syllimanitowej lub gnejsom z zachowaną więźbą F_1 M_1 i pierwotnym skaleniem potasowym, Ksp I.

Przejawy reakcji synantetycznych są w tych skałach raczej skąpe. Sporadycznie można obserwować drobniutkie pismowe przerosty kwarcu czy to w skaleniu potasowym, czy to w plagioklazie należących zazwyczaj do fazy gruboziarnistej. W fazie drobnoziarnistej pojawia się myrmekit.

Skutkiem swego położenia przy południowo-zachodniej krawędzi Gór Sowich gnejsy aplitoidowe znalazły się w strefach ciągliwego ścinania D_4 (Fig. 2, 12). Stąd noszą one na sobie znamiona deformacji kataklastycznej. Liczne ziarna skaleni fazy gruboziarnistej są wyraźnie odkształcone; świadczą o tym spękania otwarte lub zabliźnione, pofalowany układ prążków bliźniaczych w plagioklazie lub nawet ich uskokowanie. W szczeliny w obrębie ziarn wnika faza drobnoziarnista (Q, Ksp) zachowując się wobec nich dość agresywnie. Wydaje się, że faza drobnoziarnista jest tu w pewnej części produktem mylonitycznego rozdrobnienia ziarna wzdłuż kulisowo ustawionych powierzchni ścinania. Odnosi się wrażenie, że deformacja ta przerwała spokojny rozrost minerałów skały, zmierzających ostatecznie do utworzenia pegmatytu.

Gnejsy aplitoidowe wykazują obecność lineacji elongacyjnej. Obserwowane pod mikroskopem spękania poprzeczne do owej lineacji, jak i kataklastycznej foliacji świadczą o rozciąganiu skały. Wielkie ziarna są nie tylko spękane, ale ich fragmenty są przeważnie poprzesuwane, a brzegi całych ziarn (porfiroklastów) i drobniejszych ułamków bywają zgranulowane. Rozdrobniony skaleń potasowy i plagioklaz w warunkach metamorficznych miesza się z fazą drobnoziarnistą, dając w efekcie mozaikę kwarcowo-mikroklinowo-myrmekitową. Ta właśnie drobna mozaika wciska się równolegle do kataklastycznej foliacji w pęknięcia dużych blastów. Spękania takie są zabliźniane przez kwarc lub skaleń potasowy, co świadczy o ich mobilizacji w trakcie kataklazy lub po niej. O mobilizacji świadczy też myrmekit, zjawiający się dość obficie w mylonitycznych pasemkach i obecny w ogóle tylko w fazie drobnoziarnistej. Przekonuje o tym także utrata trwałości przez muskowit, który w takich miejscach natychmiast nabywa frędzlastych brzegów.

Ziarna granatu ulegają deformacji, gdy znajdą się bezpośrednio w mylonitycznym pasemku. Poza nimi zachowują one swe pierwotne kształty, choć dość powszechnie są, jak się zdaje, zastępowane przez Chl lub Chl+mnp.

Duże ziarna kwarcu w strefach intensywnej deformacji są odkształcane w sposób charakterystyczny dla ciągliwych pasemek mylonitycznych. Powstają strefy kwarcowe, często sprasowane, złożone z drobnoziarnistej mozaiki nieregularnych lub wydłużonych podziarn. Wzdłuż brzegów dużych porfiroklastów kwarcowych układają się strzępki muskowitu, rozdrobnione i wtłoczone w ów kwarc. Duże blasty kwarcu również wykazują ślady rozciągania — są wydłużone i mają spękania ekstensyjne, poprzeczne do kierunku wyciągnięcia.

Zanim jednak gnejsy aplitoidowe dotknięte zostały ciągliwą deformacją kataklastyczną D_4, ulegały one gniazdowemu pogrubianiu ziarna mineralnego do rozmiarów granitowych i pegmatytowych.

W partiach granitowych (leukogranitowych) ubogie w inkluzje duże ziarna plagioklazu, skalenia potasowego i kwarcu stanowią jakby zlepki kilku mniejszych, subautomorficznych blastów. W partiach pegmatytowych rozrastają się potężnie kryształy skalenia potasowego, dochodząc nawet do 8 cm wielkości. Widoczne są

w nich dwa zespoły pertytów, tnące się pod kątem 15°. Starsze z nich są cienkie, wrzecionowate, regularne. Młodsze pertyty są grube i dużo mniej regularne, przy czym wyraźnie łączą się optycznie z plagioklazowymi wrostkami, co sugeruje, że źródłem owych pertytowych przerostów był plagioklaz pochłaniany przez rosnący mikroklin. Jest to sytuacja podobna do tej, jaką obserwuje się w gnejsach oczkowych. Rozrostowi skalenia potasowego towarzyszy wzrost dużych i będących z nim w równowadze blaszek muskowitu, osiągających powierzchnię nawet 1,5 cm^2. Takie pegmatytowe i leukogranitowe strefy tkwią niejako w tle drobnoziarnistego aplitoidowego gnejsu. Opisywana wyżej kataklaza jest na nie później nałożona, co sugeruje, że takie pogrubienie ziarna skały odbyło się przed D_4, przypuszczalnie w fazie $F_3 M_3$.

Skały zawierające megablasty mikroklinu są teksturalnie trójfazowe. Fazę drobnoziarnistą stanowi aplitoidowe, gnejsowe tło. Fazę średnioziarnistą reprezentują strefy leukogranitowe, a fazę gruboziarnistą — strefy pegmatytowe. Owa „trójfazowość" najlepiej chyba ilustruje historię tych zasobnych w mobilny skaleń potasowy skał, które poprzez zwykłą metamorficzną rekrystalizację i pogrubianie ziarna nabierały zewnętrznych cech granitu, a potem pegmatytu. Taki proces metamorficznej granityzacji i pegmatytyzacji stanowi w istocie jeszcze jeden z przejawów migmatytyzacji gnejsów sowiogórskich.

Ani skład gnejsów aplitoidowych, ani charakter mikrostrukturalnych relacji budujących je minerałów nie pozwalają na zdecydowane przesądzenie sprawy ich pochodzenia. Można sądzić, że przed fazą D_3 były to skały stosunkowo drobnoziarniste, z dość bezładnym ułożeniem znajdujących się w teksturalnej równowadze składników, nie wykazujących specjalnych objawów reakcji synantetycznych. Ponieważ skały te spotyka się jako zgodne przeławicenia wśród tych rodzajów gnejsów sowiogórskich, które obfitują w skaleń potasowy, to wydaje się, że mogą one stanowić ich facjalną odmianę, wywodzącą się np. z pewnych typów pierwotnej arkozy, czy też z kwaśnego, tufogenicznego materiału.

Biorąc pod uwagę opisane cechy gnejsów aplitoidowych oraz ich podobieństwo do leukokratycznych gnejsów spotykanych w rejonie wystąpień granitów, nie można wykluczyć, iż tego typu skały stanowiły lub mogły stanowić substrat rodzących się sowiogórskich granitoidów. Przemawiałaby za tym obecność owych granitowo uziarnionych partii w obrębie gnejsów aplitoidowych. Przy większym ilościowym nagromadzeniu takich partii wystarczyłoby ich lekkie reomorficzne uruchomienie, by już jako granity wciskały się one lateralnie w pobliskie gnejsowe otoczenie wzdłuż powierzchni foliacji S_3.

GRANULITY

Granulity w Górach Sowich znane są z trzech występień: koło Bystrzycy Górnej, koło Zagórza i Klinka oraz koło Lubachowa nad Jeziorem Bystrzyckim (Fig. 2), w których pojawiają się w towarzystwie ultramafitów. W ogromnej większości są to jasne skały, budowane przez wysokociśnieniowy zespół minerałów Q—Plg—Ksp—Gr—Kya, tkwiące wraz z granatonośnym perydotytem w gnejsowo-migmatycznym otoczeniu.

Szczegółowe badania granulitów były prowadzone przez Juskowiaka i Rykę (1960) oraz Orłowskiego (1983). Były one także przedmiotem obszernych uwag w pracach Polańskiego (1955), Morawskiego (1973) i Kryzy (1981). Wszyscy ci autorzy wyrażają zgodne przekonanie, że granulity wywodzą się z pierwotnych arkozowych względnie tufowych przeławiceń, podrzędnie pojawiających się w macierzystym kompleksie szarogłazowym, z którego w warunkach regionalnego metamorfizmu rozwinęła się miąższa seria gnejsów i migmatytów.

Polański (1955) uważał, że cały kompleks krystaliczny Gór Sowich, stopniowo pogrążając się, ulegał metamorfizmowi w facji amfibolitowej i stosunkowo krótko w granulitowej, szybko powracając retrogresywnie z powrotem w warunki facji amfibolitowej. Granulity były zatem metastabilnym reliktem owego granulitowego epizodu w termodynamicznej historii kompleksu sowiogórskiego, a mineralnymi reliktami tego epizodu w składzie gnejsów miały być dysten i granat.

Kryza (1981) także sądzi, że granulity są metastabilnym reliktem facji granulitowej, który przetrwał późniejszą powszechną migmatytyzację dzięki małej zawartości wody. Jego zdaniem granulitowa parageneza Kya—Gr—Ksp rozwinęła się właśnie wskutek lokalnego niedoboru wody w etapie metamorfizmu wysokociśnieniowego. W opinii Kryzy gnejsy sowiogórskie nigdy wszelako w swej masie nie osiągnęły warunków facji granulitowej, ulegając przeobrażeniom tylko w wysokociśnieniowym przedziale facji amfibolitowej.

Wnioski Orłowskiego (1983) od powyższych różnią się jedynie przypuszczeniem, że lokalne pojawienie się granulitów w kompleksie sowiogórskim należy łączyć nie tyle z etapem metamorfizmu wysokociśnieniowego, co raczej z dyferencjalną migmatytyzacją, w czasie której H_2O zostało miejscami wyparte przez CO_2 w głębszych partiach przeobrażanego kompleksu.

Obfitym już dość danym o geochemii i mineralogii granulitów, zawartym we wspomianych opracowaniach, brakuje jednak istotnej treści geologicznej. Dlatego nieodzowne jest ich osadzenie w kontekście obserwacji strukturalnych i mikrostrukturalnych, mającym zasadnicze znaczenie dla właściwego umieszczenia tych skał w tektonometamorficznej historii bloku sowiogórskiego. Do najważniejszych i najbardziej interesujących cech wystąpień granulitów w Górach Sowich należą:

— obecność trzech teksturalnych odmian jasnych granulitów i przejawy silnej ciągliwej deformacji kwarcu, tworzącego charakterystyczne wstęgi;

— retrogresywne przejście granulitów w gnejsy;

— obecność blastomylonitycznego horyzontu na granicy granulitów z gnejsem,

— przestrzenna asocjacja granulitów i ultrabazytów granatonośnych;

— intruzywny kontakt owych ultramafitów z granulitami;

— przestrzenna zgodność foliacji i lineacji fazy D_2 w gnejsach, granulitach i zserpentynizowanym pyropowym perydotycie, pochodzącym z górnego płaszcza;

— przejawy migmatytyzacji granulitów i owych serpentynitów.

Analiza i interpretacja powyższych elementów została przeze mnie przedstawiona w odrębnym artykule (Żelaźniewicz, 1985). Dlatego też tutaj ograniczę się tylko do powtórzenia zawartych w nim sądów, dla których duże znaczenie miało rozpoznanie, wśród kontaktujących z granulitami ultramafitów, granatonośnych perydotytów i piroksenitów, pochodzących ze zdyferencjowanego górbego płaszcza (Bakun-Czubarow, 1981).

Należy sądzić, że te zawierające pyropowy granat ultrabazyty zostały intruzyjnie wciśnięte w litologicznie zróżnicowany kompleks granulitowy, w którym dominowały jednak skały kwarcowo-skaleniowe. Czas i miejsce owej intruzji jak i odniesienie kompleksu granulitowego do gnejsowego kompleksu sowiogórskiego pozostają nieznane. Ultrabazyty intrudowały w każdym razie w gorące (około 800°C) i bezwodne skały. Zapewne dlatego brak jest efektów termicznych przy kontakcie

z granulitami i brak jest objawów aureoli kontaktowej, mimo tak kontrastowego składu obu typów skał.

Kompleks granulitowy poddany został następnie, wraz z przenikającymi go ultramafitami, intensywnemu, niejednorodnemu ścinaniu, tnącemu go na szereg tektonicznych plastrów. Niektóre z tych plastrów, wycięte ze swego macierzystego otoczenia zostały znacznie przemieszczone wzdłuż stref ciągliwego ścinania i wtłoczone w kompleks gnejsów, generalnie usytuowany w skorupie wyżej niż kompleks granulitowy.

Granulitowe plastry, wespół ze swymi ultrabazytowymi „pasażerami", znalazły się w gnejsach zanim uległy one deformacji i metamorficznym przeobrażeniom fazy D_2, a więc musiało się to dokonać w fazie D_1 — przypuszczalnie przy jej końcu. W tym czasie gnejsy znajdowały się w warunkach granatowo-dystenowej zony regionalnego metamorfizmu. Wzdłuż tektonicznych kontaktów granulitowych plastrów z gnejsowym otoczeniem rozwijały się strefy ciągliwego ścinania i mylonityzacji. Postępująca metamorficzna rekrystalizacja wyzwalała retrogresywne reakcje w najsilniej deformowanych, brzeżnych partiach ciał granulitowych zamieniających się w gnejsy przejściowe do właściwych gnejsów sowiogórskich poprzez zastępowanie w obecności H_2O granulitowego zespołu Q—Plg—Ksp—Gr—Kya przez gnejsowy zespół Q—Plg—Bio+Gr,Ksp,Kya. Jednocześnie z mylonitu granicznego powstawał blastomylonityczny gnejs i dokonywała się serpentynizacja ultrabazytów. Fałdy i lineację F_2L_2 obserwuje się już w gnejsach i w granulitach, blastomylonitach i serpentynitach. Znakomita większość efektów silnej deformacji kataklastycznej została zabliźniona i zatarta przez M_2 i następne epizody metamorfizmu i migmatytyzacji. Od fazy D_2 granulity, ultrabazyty i gnejsy miały już wspólną dalszą historię tektonometamorficznej ewolucji.

Należy zauważyć, że swymi cechami granulity sowiogórskie doskonale odpowiadają I grupie z dwuczłonowego podziału granulitów waryscyjskich Europy, dokonanego ostatnio przez Pina i Vielzeufa (1983). Znajdują się one bowiem, jak tamte, w towarzystwie eklogitów i pochodzących z płaszcza granatonośnych perydotytów, tworzone są przez wysokociśnieniowy zespół minerałów i występują jako soczewkowate ciała, wykazujące otoczkę retrogresywną złożoną z minerałów facji amfibolitowej. W ujęciu tych badaczy granulity grupy I, o wieku 450—400 mln lat, związane są z subdukcją moldanubskiego fragmentu skorupy, następującą potem kontynentalną kolizją około 380—340 mln lat temu, oraz z wczesnymi odkłuciami i płaszczowinowymi nasunięciami wewnątrz waryscyjskiego orogenu.

AMFIBOLITY I INNE SKAŁY ZASADOWE

W gnejsach i migmatytach Gór Sowich znajdują się liczne, choć drobne, wystąpienia różnych skał maficznych i ultramaficznych, w różnym też stopniu zmetamorfizowanych (Fig. 2). Niewątpliwie najczęściej spotykane są tu amfibolity. Znacznie rzadziej pojawiają się drobnoziarniste gabra — hiperyty oraz serpentynity.

Większość sowiogórskich serpentynitów związana jest z wystąpieniami granulitów. Zawierającym pyropowy granat perydotytom i piroksenitom towarzyszą piri-

bolity i eklogity. Skały te były przedmiotem szczegółowych studiów Smulikowskiego (1969, 1973) i Bakun-Czubarow (1981). Razem z granulitami zostały one tektonicznie wtłoczone w gnejsowe otoczenie w czasie ścinających ruchów i nasunięć u schyłku fazy D_1, przed fazą D_2.

Równie nieliczne są w Górach Sowich drobne ciała hiperytów, będących tu w zasadzie koronitami o składzie Olv—Oprx(Hyp)—Cprx (Dio)—Plg (Morawski 1973). W miarę postępowania metamorficznych przeobrażeń tych skał pojawiają się w nich Hrb i Q oraz Bio i Chl. W miejscach silniejszej deformacji i łączącej się z nią metamorfozy skały te stają się amfibolitami budowanymi przez zespół Hrb—Plg—Bio(Chl)—Q+(Olv) lub Hrb—Cprx—Plg—Q—Bio+(Olv), gdzie właśnie reliktowo występujący oliwin, poza dowodami terenowymi, zdradza pierwotny charakter tych skał. Rozwijająca się w takich amfibolitach foliacja, dobrze widoczna dzięki segregacji minerałów na amfibolowe i plagioklazowe warstewki, zgodna jest z foliacją gnejsowego otoczenia. Lineacja L_3, wyrażona kierunkowym ułożeniem hornblendowych kryształków, sugeruje, że proces tworzący owe amfibolity odbywał się syntektonicznie z fazą D_3. Stąd wniosek, że intruzje drobnych hypabysalnych gabrowych ciał musiały następować pre- albo synkinematycznie z tą fazą. Pojawiają się one zatem stosunkowo późno w tektonometamorficznej historii kompleksu sowiogórskiego i zapewne dlatego są na ogół stosunkowo mało zmienione, wyłączywszy oczywiście miejsca intensywnej deformacji heterogenicznej.

Amfibolity są bardzo zróżnicowane teksturalnie. Polański (1955) badając szczegółowo kilka wystąpień tych skał w NW części Gór Sowich wydzielił trzy zasadnicze odmiany, a to: paraamfibolity, amfibolity granatowe o strukturach diablastycznych oraz amfibolity granoblastyczne. Opisowi tych odmian poświęcił on sporą część swego artykułu o metamorfozie formacji krystalicznych Gór Sowich. I jak dotąd jest to jedyne opublikowane opracowanie petrograficzne amfibolitów sowiogórskich.

Niezbyt jednorodną (wydzielenie paraamfibolitów) klasyfikację owych amfibolitów oparł Polański (*op. cit*) głównie na mikroskopowych cechach tych skał. Zmuszony do zastosowania w czasie prac kartograficznych megaskopowych kryteriów teksturalnych wydzieliłem wśród amfibolitów następujące odmiany:

— jednorodne amfibolity drobnoziarniste, masywne,
— amfibolity średnioziarniste,
— amfibolity plamiste z granatami,
— amfibolity plamiste bez granatów.

Każda z tych odmian może mieć lepiej lub gorzej rozwiniętą foliację i każda z nich może być lekko pasiasta od obecności plagioklazowych jasnych laminek, warstewek, czy też mniej regularnych segregacji.

W pewnym przybliżeniu amfibolity masywne odpowiadają paraamfibolitom Polańskiego (1955), amfibolity plamiste — amfibolitom granatowym o strukturach diablastycznych, zaś amfibolity średnioziarniste — amfibolitom granoblastycznym.

Drobnoziarniste amfibolity masywne budowane są przez zespół Hrb—Plg—Q—Gr lub tylko Hrb—Plg, w obu przypadkach z pewnym, choć zmiennym udziałem Bio. Ziarna granatu są tu na ogół zaokrąglone, znacznie rzadziej zatokowo nieregularne. Zazwyczaj nie stykają się one jednak z blastami hornblendy, od któ-

rych są oddzielone cieniutkim płaszczem składników jasnych, zauważalnym jedynie pod mikroskopem. Również pod mikroskopem jest dostrzegalna foliacja tych skał, wyrażona równoległym ułożeniem słupków hornblendy i blaszek biotytu. Megaskopowo widoczna jest natomiast lineacja, pochodząca od kierunkowego linijnego ułożenia tych minerałów, zgodna z lineacją L_1 w otaczających gnejsach. Nawet gdy nie zostanie przesądzona kwestia *para-* czy *orto-* pochodzenia tych skał, nie ulega wątpliwości, że wspólnie z gnejsami przeżyły one całą tektonometamorficzną historię sowiogórskiego kompleksu.

Amfibolity plamiste budowane są przez zespół Hrb—Plg—Cprx(Dio)—Gr±Q lub Hrb—Plg—Gr±Q, przy akcesorycznym udziale tytanitu i apatytu oraz wtórnej obecności minerałów nieprzezroczystych (głównie ilmenitu), biotytu i chlorytu. Charakterystycznym minerałem tych skał jest granat, widoczny megaskopowo w postaci bardzo licznych, milimetrowej wielkości okrągławych różowych plamek, otoczonych cieniutką jasną obwódką i tkwiących w średnioziarnistym zazwyczaj tle ciemnym, amfibolowym. Plamki pozbawione dostrzegalnych gołym okiem granatów są kilkakrotnie większe, ale również okrągławe. Są one szarawe lub białawe, a więc wyraźnie bogatsze w plagioklaz, a ich zewnętrzne granice rozmywają się nieostro w ciemnym tle macierzystego amfibolitu.

Pod mikroskopem łatwo zauważyć, że w skałach tych występuje mniej lub bardziej obficie diablastyczny agregat drobnych bardzo, jakby „perlistych" osobników tak diopsydu i hornblendy, jak plagioklazu i kwarcu. Skupienia tego agregatu są albo okrągławe, albo — przy silniejszym odkształceniu — spłaszczone i wspólnie z równoległym ułożeniem słupków hornblendy wyznaczają foliację. Szare plamki w których pod mikroskopem można dostrzec reliktowe fragmenty przeobrażanego granatu, są także takim diablastycznym agregatem.

Jasne otoczki wokół ziarn granatu również cechują się dość zmiennym składem. Buduje je albo diopsyd wespół z plagioklazem, albo plagioklaz z kwarcem, albo sam plagioklaz — czysty lub też mocno pokryty serycytową „pleśnią", albo hornblenda z kwarcem, względnie nierozpoznawalny agregat drobnołuseczkowych minerałów (może po plagioklazie?). Charakterystyczne dla kelyfitowych obwódek układ i wykształcenie minerałów nie są w tych skałach częste. Najładniejszego przykładu kelyfitowych obwódek dostarczają, wspominane także przez Polańskiego (1955), amfibolity z Nieganowa — jedyne spotkane przeze mnie, które w obwódkach kelyfitowych obok plagioklazu miały hypersten, zamieniający się tu zresztą w hornblendę.

Nie ulega wątpliwości, że obecność diablastycznego, o zróżnicowanym składzie mineralnym, agregatu jest odbiciem metamorficznych przeobrażeń, jakich doznawały te skały w trakcie ewolucji kompleksu sowiogórskiego. Z faktu, iż wykazują one obecność foliacji i lineacji odpowiadającej lineacji L_1 w gnejsach, wynika, że zajmują one w tym kompleksie tę samą pozycję strukturalną co i amfibolity masywne.

Amfibolity średnioziarniste zdają się stanowić jakby ogniwo przejściowe między amfibolitami plamistymi a masywnymi. Skład ich jest różny — raz taki jak odmian masywnych, raz taki jak plamistych. Megaskopowo nie wykazują one plamek, ale ich granat jest z reguły znacznie rozłożony i spotyka się w nich partie z diablastycznym agregatem, czy też skupienia drobnych ziarenek diopsydu.

W sprawach, czy w istocie takie przejścia istnieją, czy amfibolity masywne są

genetycznie tożsame z plamistymi i czy amfibolitom plamistym można przypisać na przykład pierwotną eklogitową naturę, czy też są one jednak pochodzenia osadowego (podnoszone przez Grocholskiego, 1967, ich sąsiedztwo z cienkimi lokalnymi soczewkami wapieni oraz obecność drobnych wtrąceń skał wapienno-krzemianowych) rozstrzygnięć powinny dostarczyć badania geochemiczne.

Osobną uwagę należy zwrócić na wspominane przez Polańskiego (1955), Grocholskiego (1967) i Morawskiego (1973) gnejsy hornblendowe jako na skały niezbyt właściwe kompleksowi sowiogórskiemu. Przynajmniej część tych gnejsów jest niewątpliwie czysto tektonicznym produktem, rozwijającym się w strefach ciągliwego, intensywnego ścinania, gdzie sąsiadujące ze sobą skały o różnej litologii mogą zostać ze sobą mechanicznie wymieszane w skali ziarna mineralnego. Taka jest bowiem geneza gnejsu hornblendowego pojawiającego się na obrzeżu wystąpienia granulitów i ultramafitów koło Bystrzycy Górnej (*cf.* Żelaźniewicz, 1985). Tak też powstawał gnejs hornblendowy widoczny w odsłonięciu amfibolitów w Nieganowie, co podkreślane jest zwłaszcza charakterystyczną obecnością długich, sprasowanych ziarn wstęgowego kwarcu.

Na podstawie przesłanek strukturalnych należy zatem stwierdzić, że sowiogórskie amfibolity już od fazy D_1 były składnikiem generalnie gnejsowego kompleksu i wspólną z nim miały historię tektonometamorficzną, łącznie z przejawami migmatytyzacji. Teksturalna różnorodność tych skał może być właśnie wynikiem różnic w stopniu zaawansowania przeobrażeń i zróżnicowanego sposobu, w jaki poddawały się one owym tektonometamorficznym procesom. Sporadyczne intruzje drobnoziarnistego gabra związane były natomiast najprawdopodobniej z fazą D_3. Ich synkinematyczna metamorfoza prowadziła do powstania amfibolitów z reliktami oliwinu i foliacją, wynikającą z planarnej segregacji amfibolowego i plagioklazowego materiału, na powierzchniach której jedyną dostrzegalną lineacją jest lineacja L_3.

MAKROSTRUKTURY I ICH INTERFERENCJA — ANALIZA STRUKTURALNA

Jak już wspominałem, jedną ze szczególnych cech obrazu strukturalnego Gór Sowich jest stałość orientacji elementów linijnych — osi fałdów i lineacji mineralnej — należących do różnych zespołów wiekowych (Fig. 3). Największą stałość wykazują struktury F_3L_3, nurzające się zazwyczaj łagodnie w kierunku SE (Fig. 3, 3C), nieco mniejszą — struktury F_2L_2, biegnące generalnie NE—SW (Fig. 3, 3B). Struktury F_1L_1 na przeważającej części obszaru Gór Sowich biegną NW—SE, ale w rejonie Lutomia—Bielawa ulegają one różnym dewiacjom i skręceniom do innych kierunków (Fig. 3, 3A). Tak przedstawia się sytuacja w skali makro. W skali mezo istnieją różne od niej odchylenia. Z obserwacji terenowych wynika, że pojawiają się one wszędzie tam, gdzie w skali odkrywek, a więc generalnie mezoskopowej, mamy do czynienia z fałdami poszczególnych zespołów, o amplitudach od kilkunastu centymetrów do kilku metrów.

Widać wtedy, w jakim stopniu starsze elementy linijne ulegają rotacji w skrzydłach fałdów młodszych lub też jak dalece orientacja elementów młodszych zależy

od przestrzennej pozycji skrzydeł fałdów starszych. Kilka zaobserwowanych w terenie przykładów przedstawiają diagramy na Fig. 43. Łatwo zauważyć, że rotacje wokół generalnie subhoryzontalnych osi F_5 choć zmieniają położenie w przestrzeni starszych struktur linijnych, przede wszystkim zmieniając ich nachylenie, nie wpływają w sposób istotny na kierunek przebiegu czy to linijnych elementów F_2L_2, czy też F_3L_3. Ta sama uwaga odnosi się do fałdów F_1L_1. Podobne też relacje zachodzą między fałdami F_3, rotującymi w swych skrzydłach lineacje L_2 i L_1.

Inaczej dzieje się w przypadku mezofałdów F_4, o stromo nachylonych osiach, skręcających powierzchnie foliacji zazwyczaj pod kątem prostym. Z reguły ulegają wtedy rotacji o znaczny kąt deformowane lineacje L_1, L_2 i F_3 (Fig. 43*e—g*). Sytuacje takie, obserwowane lokalnie w odsłonięciach, nie znajdują właściwie odbicia w obrazie statystycznym, ilustrowanym przez diagramy zbiorcze (Fig. 3A—C). Jest to wynikiem faktu, że fałdy F_4 są stosunkowo rzadkie, niewielkich raczej rozmiarów i że w zespole F_4 brak jest makrofałdów. Dlatego też obecność fałdów F_4 nie wpłynęła w sposób istotnie zauważalny na orientację starszych struktur linijnych.

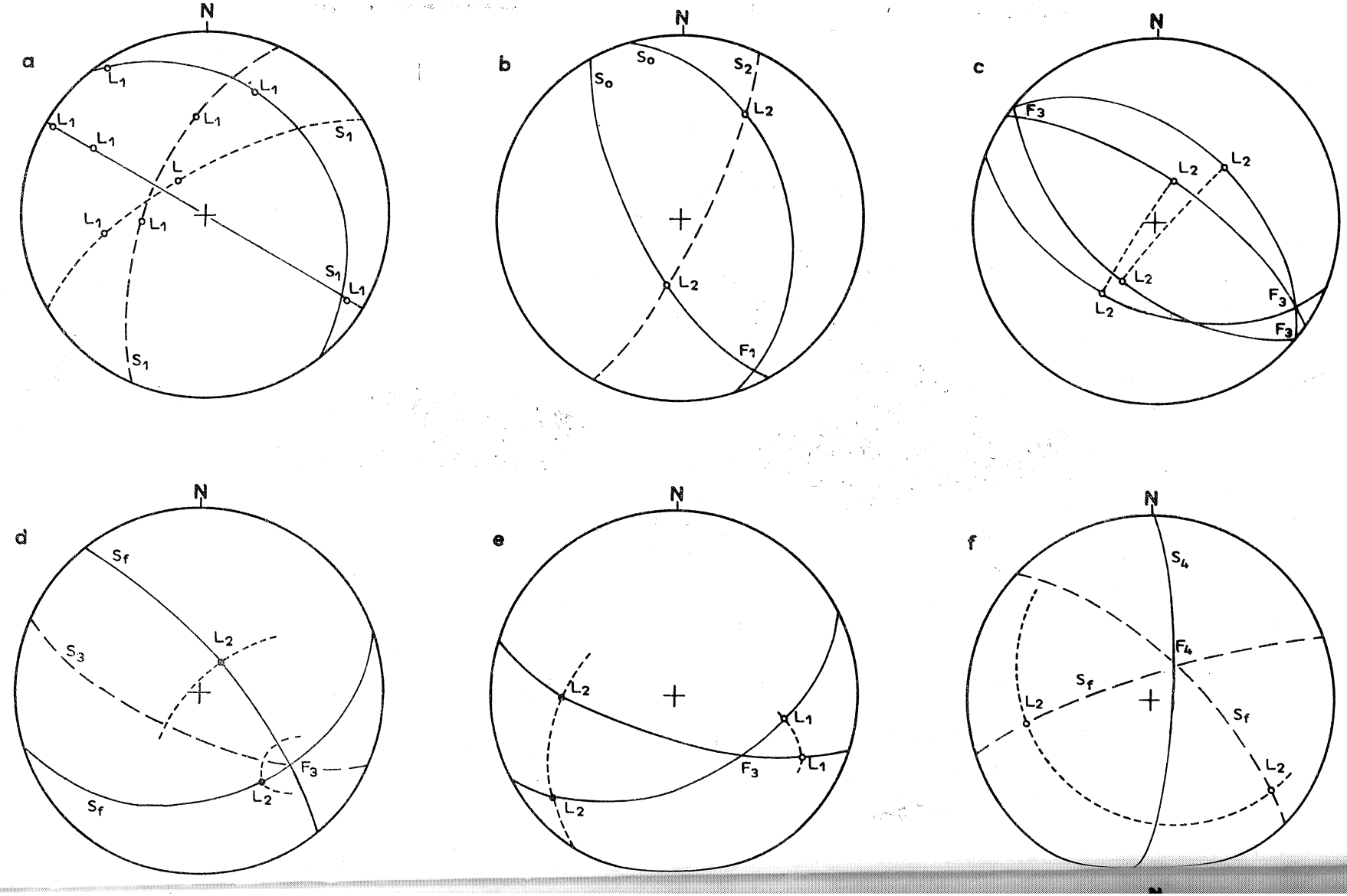
Niewątpliwie największe urozmaicenie wykazuje ułożenie osi fałdków F_5 (Fig. 24). Przy zawsze łagodnie, choć w różnych kierunkach, zapadających powierzchniach osiowych S_5 (Fig. 25), ich orientacja zależy od wcześniejszego położenia fałdowanej foliacji (kontrolowanego przez starsze fałdy) i wyznaczana jest przez linie jej przecięcia się z S_5. W tym przypadku ułożenie osi fałdów młodszych uzależnione jest od pozycji foliacji nadanej jej przez starsze fałdowania. Zmienność ta jest dobrze widoczna w skali mezo, w odsłonięciach, ale mniej uchwytna w obrazie mapy strukturalnej (Fig. 25), w skali makroskopowej.

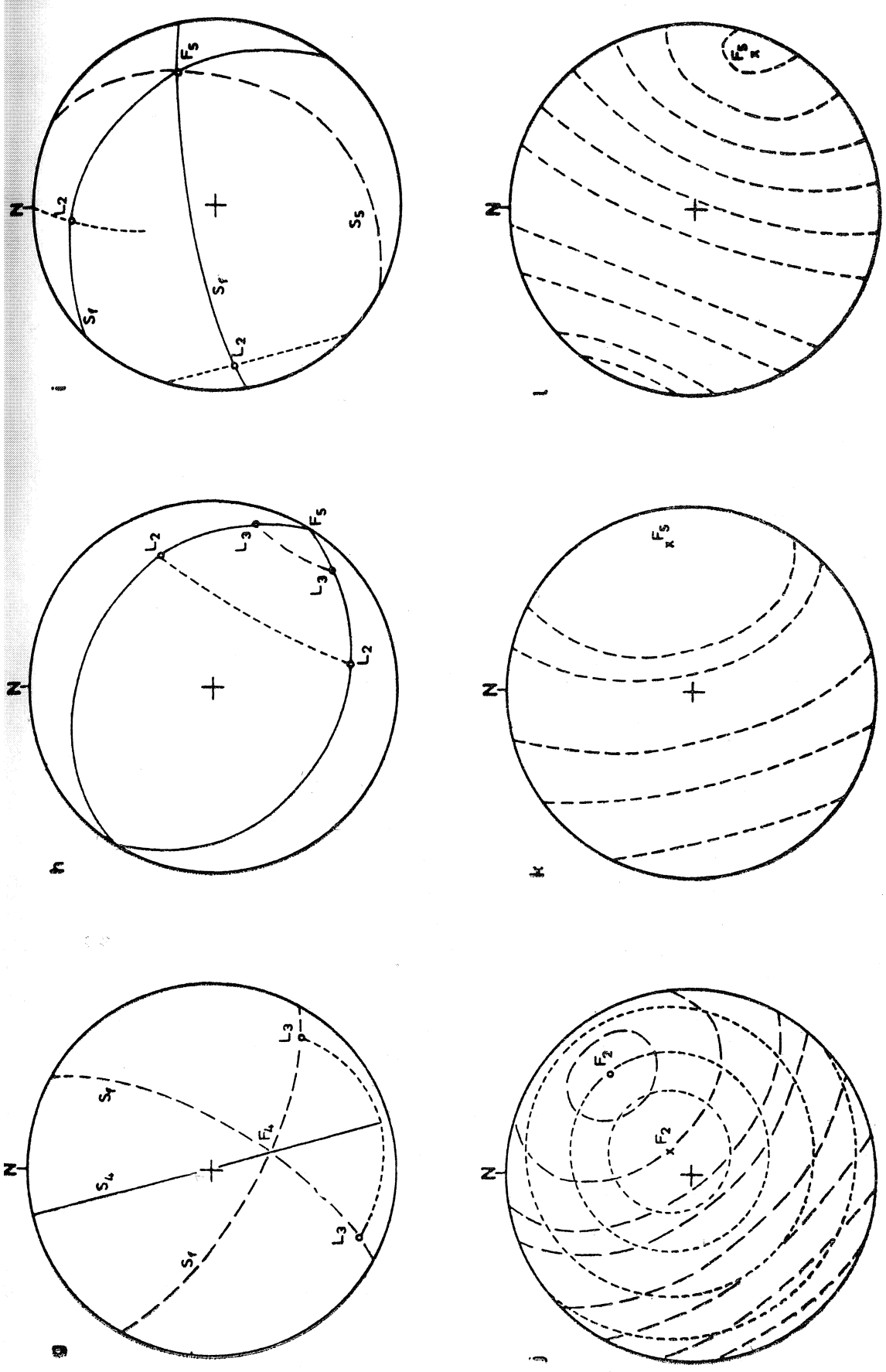
Ta znaczna stałość orientacji struktur linijnych w obrębie poszczególnych zespołów na obszarze całych Gór Sowich sprawia, że bezcelowe byłoby tu wydzielanie podrzędnych domen — jednorodnych co do reprezentowanych cech tektonicznych — jak się to zwykle praktykuje przeprowadzając analizę strukturalną danego rejonu.

Mimo to zaznacza się w Górach Sowich pewne zróżnicowanie stylu tektoniki, pozwalające na wydzielenie w nich dwóch części (Fig. 2, 44). Owa dwudzielność widoczna jest nawet przy pobieżnym spojrzeniu na mapę geologiczną. Raptowna dość zmiana stylu budowy zaznacza się wzdłuż linii Głuszyca—Jodłownik (LGJ). Na SW od tej linii przebieg granic litologicznych jest prosty, na NE zaś od owej linii, a więc na znacznym obszarze gór — rysunek tych granic jest bardziej zawiły i w różnym stopniu skomplikowany. W części SW pojawiają się kulisowo ułożone strefy ciągliwego ścinania, podczas gdy w części NE brak jest takich stref, natomiast występują południkowo biegnące, pionowe żyły pegmatytów nieznane z części SW (Fig. 12).

Prosty przebieg granic litologicznych na SW od LGJ świadczyć może albo o jednokrotnym tylko, wielkoskalowym fałdowaniu skał w tym rejonie, albo o zgodnoosiowym nakładaniu się makrofałdów dwóch różnych zespołów. Bardziej zawiły rysunek granic wychodni skalnych na NE od LGJ spowodowany został superpozycją fałdów makroskopowych. Choć widoczny na mapie obraz nie pokrywa się dokładnie z modelowymi przykładami interferencji podanymi przez Ramsay'a (1962), to generalnie dobrze jednak odpowiada on znanym sytuacjom, gdzie na starsze

Fig. 43. Stereogramy ilustrujące obserwowane zależności pomiędzy elementami strukturalnymi kolejnych faz deformacji. *a* — przykłady wewnętrznej rotacji lineacji L_1 w płaszczyźnie foliacji S_1; *b* — skrzydło i przegub izoklinalnego fałdu F_1 z nałożoną lineacją L_2; *c* — pozycja lineacji L_2 poddanej zewnętrznej rotacji w skrzydłach fałdów F_3 ze zginania (L_2 na małych kołach projekcji); *d* — ułożenie lineacji L_2 w skrzydłach fałdów F_3 o mieszanym mechanizmie powstania; *e* — lineacje L_1 i L_2 (na małych kołach projekcji) w skrzydłach fałdu F_3 ze zginania; *f*—*g* — przykłady wpływu mezofałdów F_4 (pionowe, N—S biegnące powierzchnie osiowe) na orientację starszych struktur linijnych L_3 i L_2 (S_f = foliacja); *h* — rotacja lineacji L_2 i L_3 w skrzydłach fałdu F_5 ze zginania; *i* — położenie lineacji L_2 na skrzydłach fałdu F_5 o mieszanym mechanizmie powstania; *j* — łuki małych kół wyznaczające zakres możliwej rotacji struktur F_1L_1 wokół osi fałdów F_2 ze zginania; *k*—*l* — łuki małych kół wyznaczające zakres możliwej rotacji starszych struktur linijnych wokół osi fałdów F_5 ze zginania





Stereograms to show the observed relationships between structural elements of consecutive deformational phases. *a* — examples of internal rotations of L_1 lineation in S_1 foliation planes; *b* — limb and closure of F_1 isoclinal fold with L_2 lineation superimposed on it; *c* — externally rotated L_2 lineation (L_2 on small circles) in limbs of F_3 flexure folds; *d* — L_2 lineation in limbs of F_3 folds of mixed origin; *e* — L_1 and L_2 lineations (on small circles) in limbs of F_3 flexure fold; *f*—*g* — L_2 and L_3 lineations externally rotated in limbs of F_4 mesoscopic folds (with vertical, N—S running axial planes); *h* — L_2 and L_3 lineations externally rotated in limbs of F_5 flexure fold; *i* — position of L_2 lineation in limbs of F_5 fold of mixed origin; *j* — two sets of small circles determining limits of feasible rotations of F_1L_1 structures around axes of F_2 flexure folds; *k*—*l* — small circles determining feasible rotations of older linear structures around axes of F_5 flexure folds

fałdy leżące nakładają się młodsze fałdy stojące o poprzecznie do tamtych skierowanych osiach.

Okazuje się jednak, że tam, gdzie występują makrofałdy F_2, nie ma w zasadzie makrofałdów F_3, i odwrotnie — tam, gdzie są makrofałdy F_3, nie ma praktycznie makrofałdów F_2. Wydaje się, że obszary bardziej intensywnego rozwoju fałdów F_2 i F_3 niejako wykluczają się wzajemnie. Stąd w części NE mamy do czynienia z nakładaniem się fałdów F_2 na F_1, a w części SW z interferencją fałdów F_1 i F_3, w efekcie czego nastąpiło owo widoczne na mapie geologicznej zróżnicowanie obrazu intersekcyjnego.

Skutki oraz szczegóły tej interferencji fałdów, lepiej niż w obrazie mapy, prześledzić można na skalę mezoskopową w odkrywkach. Kilka charakterystycznych cech ogólnych przedstawiają diagramy na Figurze 43.

Lineacja L_1 (a niekiedy nawet osie fałdków F_1), obserwowana na powierzchniach transpozycyjnej foliacji osiowej S_1, miewa czasami przebieg krzywoliniowy. Zjawisko takie należy interpretować jako wynik wewnętrznej rotacji tych struktur linijnych na owej foliacji (Fig. 43a). Przykłady tego typu wskazują, że przynajmniej w niektórych przypadkach transport tektoniczny odbywał się wzdłuż powierzchni foliacji S_1 pod wpływem prostego ścinania. Informacja ta jest nad wyraz ważna, gdyż mówi nie tylko o istotnym współudziale ścinania w kształtowaniu fałdów F_1, zwłaszcza silnie spłaszczonych form ściśniętych, ale także potwierdza — w niezależny sposób — wnioski tektoniczne, płynące z analizy pozycji granulitów wśród gnejsów sowiogórskich, co do zasadniczej roli stref ciągliwego ścinania (nasunięcia) dla pojawienia się granulitów w kompleksie gnejsowym.

Krzywoliniowy przebieg bywa także właściwy lineacji L_2. W przypadku przedstawionym na Figurze 43b lineacja ta ma charakter intersekcyjny S_0/S_2. Późniejsza foliacja S_2 przecina skrzydła bardzo wąskopromiennego fałdu F_1, powstającego z wygięcia foliacji S_0. Efektem takiej superpozycji jest łukowaty kształt lineacji L_2 — bieguny jej leżą na diagramie na kole wielkim, odpowiadającym orientacji nałożonej foliacji S_2, osiowej dla nałożonych fałdów F_2. Sytuację taką udało się stwierdzić dzięki niezgodnościom w położeniu powierzchni S_2 i powierzchni sfałdowanej foliacji S_0. Zazwyczaj jednak foliacje starsze przetransponowane są do S_2 i zgodne z nią w skrzydłach fałdów ściśniętych lub nawet izoklinalnych. Niewielki kąt pomiędzy L_1 i L_2 nasuwa podejrzenie o istnieniu jakichś strukturalnych zaburzeń. Może to być obecność łukowatej lineacji L_1, skręconej wskutek wewnętrznej rotacji w płaszczyźnie S_1. Może to jednak oznaczać późniejszą rotację uprzednio prostoliniowej L_1 w powierzchniach transpozycyjnej foliacji S_2. Ta druga możliwość jest o tyle uzasadniona, że niewielkie kąty $L_1 \wedge L_2$ spotyka się tam, gdzie L_2 jest lineacją intersekcyjną, wobec przecinania się doskonale wykształconej foliacji S_2 z foliacją starszą $S_0 = S_1$. Fakt taki należałoby wiązać ze ścięciowym transportem i przemieszczeniami wzdłuż powierzchni foliacji S_2. Jednak sporadyczność i brak cech regionalnego uporządkowania stwierdzonych kierunków takiego transportu każe przypuszczać, że mamy tu do czynienia ze zjawiskami raczej lokalnymi, nie zaś z wielkoskalową rotacją starszych struktur linijnych do kierunku X regionalnego transportu tektonicznego.

Przecinanie się dwóch zespołów foliacji w skałach pozbawionych wyraźniejszego warstwowego zróżnicowania petrograficznego, prowadzi do kompletnego zatarcia nie tylko starszego zespołu struktur planarnych, ale także nawet i linijnych. Zależy to jednak w ogromnym stopniu od litologii. Doskonałym przykładem są tu wspominane już skałki nad Jeziorem Bystrzyckim, gdzie wspólnemu sfałdowaniu uległy gnejsy warstewkowe wraz z tkwiącym wśród nich przeławiceniem amfibolitów. Amfibolity są tu dwukrotnie izoklinalnie sfałdowane. Prawie brak w nich foliacji, a równolegle do powierzchni osiowej (S_2) rozwinął się w nich zespół drobnych spękań zabliźnionych jasnymi żyłkami. W gnejsach o wybitnej prętowej, intersekcyjnej lineacji i wyraźnej jednej foliacji pozornie nie widać żadnych fałdów. Dopiero po uważnym przyjrzeniu się można zauważyć w gnejsach, zorientowane poprzecznie do ich stromej foliacji, fragmenty gnejsu łuseczkowego, pozycją swą odpowiadające przypuszczalnemu przegubowi antyklinalnemu, związanemu z synformą amfibolitów. W gnejsie łuseczkowym dominuje foliacja S_1 (biotyt), przy słabo rozwiniętej foliacji S_2, co jest sytuacją dokładnie odwrotną od istniejącej w gnejsie warstewkowym. Z powyższego przykładu wynika, że nie tylko litologiczne, ale także, a być może przede wszystkim, teksturalne cechy skał wpływają w istotny sposób jakościowo na efekty ich tektonometamorficznych przeobrażeń.

Brak dostrzegalnej kontynuacji poziomu łuseczkowego gnejsu może dowodzić, iż został on rozczłonkowany wskutek podejrzewanych tu ścięciowych przemieszczeń wzdłuż powierzchni osiowej foliacji S_2. O działaniu ciągliwego ścinania świadczy obecność wstęg kwarcowych lub kwarcowo-skaleniowych spotykanych miejscami w gnejsie warstewkowym.

W ogromnej większości obserwowanych przypadków tak lineacja L_1, jak i L_2 mają w Górach Sowich przebieg prostoliniowy. Po fałdowaniu F_3 ich bieguny układają się na małych kołach projekcji stereograficznej (Fig. 43c, e), dowodząc tym samym działania mechanizmu zginania przy fałdowaniu F_3. Mimo że sytuacje odbiegające od tej normy są stosunkowo rzadkie (Fig. 43d), ich istnienie dostarcza jednakże, jak to przedstawiłem powyżej, nadzwyczaj cennych informacji o przebiegu tektonicznych procesów w badanym kompleksie gnejsowym.

Obserwowane w odkrywkach fałdy F_4 powodują wyraźne skręcanie starszych struktur linijnych, nastręczając niekiedy — w przypadkach dużych kątów między nimi a osiami rotacji F_4 — kłopotów we właściwej systematyzacji tych struktur. Rzecz w tym, że po rotacji struktury F_2L_2 mogą zająć pozycję przestrzenną charakterystyczną dla F_3L_3 i odwrotnie (Fig. 43f, g). Jeśli nie znajdzie się w takich miejscach innych cech diagnostycznych, prawidłowe rozpoznanie fałdowanej lineacji bywa niemożliwe. Ponieważ fałdy F_4 mają raczej niewielkie amplitudy, trudności takie są stosunkowo rzadkie, gdyż na ogół nie ma kłopotu z rozwinięciem danego fałdu F_4 i ustaleniem pozycji foliacji i znajdujących się na niej lineacji sprzed fałdowania F_4. Pokazane na Fig. 43f, g przypadki informują jednak o charakterze istniejących zaburzeń strukturalnych. Zaburzenia te nie mają, co prawda, znaczenia dla regionalnego przebiegu struktur linijnych F_1L_1—F_3L_3 (Fig. 3), ale wpływają bez wątpienia na statystyczny obraz ich rozkładu uwidoczniony na diagramach zbiorczych (Fig. 3A—C).

W wyraźniejszy sposób na dewiacje starszych struktur linijnych wpływają fałdy F_5, które często osiągają amplitudy rzędu kilkunastu metrów i więcej. Fałdy takie zauważalne są, co prawda, dopiero w odpowiednio dużych odkrywkach, niestety rzadkich w Górach Sowich, przez co mogą umykać uwadze badaczy. Reorientacje starszych struktur linijnych w czasie fałdowania F_5 bywają zatem wcale znaczne (Fig. 43h, i).

Przenosząc podane wyżej informacje, uzyskane w skali mezoskopowej, na obraz sowiogórskich struktur makroskopowych, trzeba więc brać pod uwagę przede wszystkim możliwość rotacji struktur F_1L_1 w trakcie fałdowania F_2 (Fig. 43j) oraz wszystkich struktur linijnych starszych od D_5 w czasie fałdowania F_5 (Fig. 43k, l). Wpływ fałdowania F_3 na obraz intersekcyjny jest mniej istotny, gdyż makrofałdy F_3 z reguły nie nakładają się na makrofałdy F_2, wyraźnie omijając domeny wcześniej przez nie sfałdowane, a wobec specyfiki swej orientacji przestrzennej w stosunku do form starszych, F_1L_1 i F_2L_2, i tak w sposób znaczący nie wpływają na zmianę kierunku ich przebiegu.

Przystępując do analizy obrazu intersekcyjnego mapy geologicznej (Fig. 2), dla odtworzenia układu makrostruktur (Fig. 44, 45) należy w pierwszym rzędzie zbadać relacje zachodzące pomiędzy fałdami F_2 i F_1. W okolicy Dziećmorowic, Zagórza i Lubachowa oraz Bystrzycy mezofałdy F_2 biegną w kierunku NE—SW, są stojące i cięte przez pionową foliację osiową S_2. Ponieważ w odkrywkach nie notuje się fałdów F_3, co sugerowałoby także i brak makrofałdów F_3, można przypuszczać, że jest to orientacja właściwa fałdom F_2. Na skrzydłach tych fałdów, wyznaczanych przez powierzchnie foliacji $S_0 = S_1$, obserwuje się starszą lineację L_1 i drobne, izoklinalne fałdki F_1, nachylające się stromo, zazwyczaj ku NW, rzadziej ku SE. Powierzchnie foliacji $S_0 = S_1$ uległy strefowo transpozycji do foliacji osiowej S_2 — przynajmniej w przegubowych partiach makrofałdów F_2. Wąskopromienne lub izoklinalne fałdy F_1 ujęte zostały w nałożone fałdy F_2 o dość zmiennej geometrii — częściej wąskopromienne, rzadziej otwarte. Po rozprostowaniu fałdów F_2 okazuje się, że fałdy F_1 przed fałdowaniem F_2 musiały być przewalone lub leżące, z osiami skierowanymi NW—SE i z subhoryzontalnymi powierzchniami osiowymi S_1.

Makrofałdy F_2, wyraźne w rejonie Zagórza, nikną z obrazu mapy geologicznej w rejonie Głuszycy, nie przekraczając linii Głuszyca—Jodłownik. Na SW od LGJ brak jest makrofałdów F_2. Obecne są tu natomiast makrofałdy F_3, które nakładają się zgodnie płaszczyznowo na F_1, o czym świadczy prostoliniowy przebieg granic litologicznych (Fig. 2, 44, 45), a także brak Z- czy S-kształtnych skrętów tychże granic. Ponieważ makrofałdy F_3 są generalnie stojące, można stąd wnosić, że fałdy F_1 rozwinęły się na SW od LGJ również jako fałdy stojące.

Z powyższego wynika, że po fałdowaniu F_1 powstałe wtedy fałdy miały, przy zachowaniu tej samej orientacji osi (NW—SE), różnie położone powierzchnie osiowe — połogie na NE od LGJ i strome na SW od LGJ. Wzdłuż LGJ dokonywała się zatem zmiana pozycji fałdów F_1 ze stojących na obalone i leżące.

Przyczyna takiej zmiany nie jest całkiem jasna. Nie wydaje się prawdopodobne, w świetle przedstawionych wyżej uwag, by mogło się to zdarzyć za sprawą późniejszych deformacji fałdowych. Zebrane dane wskazują na pierwotny charakter takiego właśnie rozkładu fałdów F_1 w Górach Sowich. Szczególnego znaczenia zdaje się więc tu nabierać istnienie owej linii Głuszyca—Jodłownik. Linia ta musi być bowiem przejawem jakiejś skrytej głębiej przyczyny sprawczej, zdolnej wpłynąć na orientację fałdów rozwijających się w wyżejległych poziomach skorupy. Taką przyczyną mógł być, na przykład, względny ruch dwóch bloków (mas) w podłożu

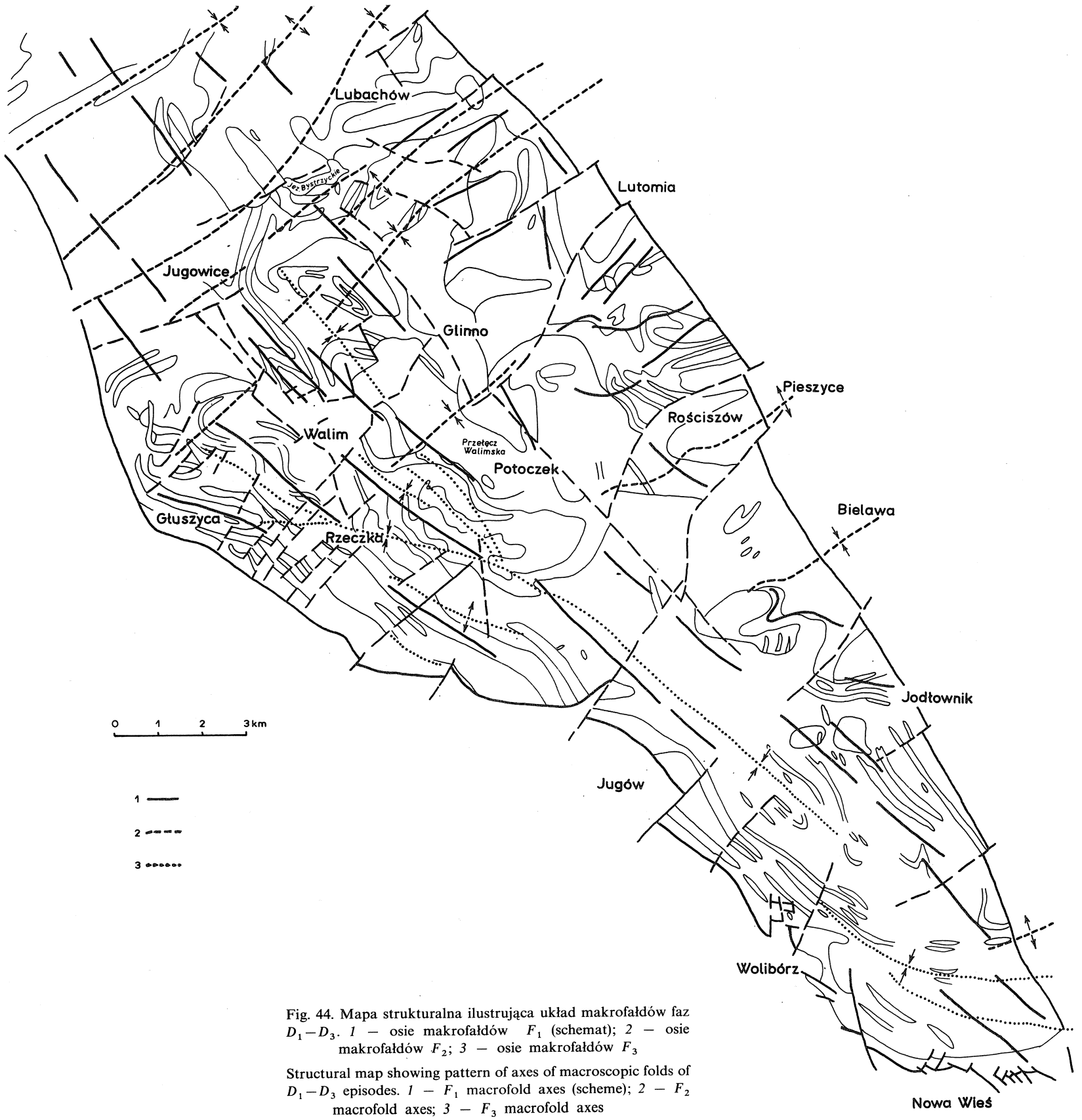


Fig. 44. Mapa strukturalna ilustrująca układ makrofałdów faz D_1-D_3. *1* — osie makrofałdów F_1 (schemat); *2* — osie makrofałdów F_2; *3* — osie makrofałdów F_3

Structural map showing pattern of axes of macroscopic folds of D_1-D_3 episodes. *1* — F_1 macrofold axes (scheme); *2* — F_2 macrofold axes; *3* — F_3 macrofold axes

Fig. 45. Konturowa mapa strukturalna ilustrująca ogólnie zmienność ułożenia foliacji wskutek interferencji kolejnych zespołów makrofałdów

Structural contour map to show generally results of interference of macrofolds of consecutive sets

właśnie fałdowanego kompleksu gnejsowego. Obalenie wąskopromiennych i izoklinalnych fałdów ku NE osiągnięte zostało przy utrzymującym się ogólnym nacisku od SW i jednoczesnym szybkim obniżeniu bloku NNE, co w praktycznym sensie doprowadziło do „przewrócenia" i położenia się fałdów F_1. Granica obu bloków podłoża znaczona jest w kompleksie gnejsowym przez leżącą w przybliżeniu nad nią linię LGJ. Fałdy F_1, biegnąc NW—SE „dochodziły" skośnie do ciągnącej się w kierunku WNW—ESE granicy tych bloków, po czym ulegały wzdłuż niej załamaniu i obaleniu ku NNE lub NE. W ten sposób kompleks sowiogórski odczuł w fazie D_1 wpływ geodynamicznego środowiska, w którym ulegał on fałdowaniu i metamorfizmowi. Oczywiście należy tu pamiętać, że tożsamość obserwowanych dziś kierunków z kierunkami z czasów fałdowania F_1 jest o tyle prawdziwa, o ile kompleks ten nie uległ, w dalszym ciągu swej tektonicznej ewolucji, znaczącym przemieszczeniom w stosunku do podłoża, które w tak wyraźny sposób wpływało na przebieg rozwijających się w nim deformacji fałdowych.

Ograniczenie obszaru występowania makrofałdów F_2 praktycznie tylko do rejonu położonego na NNE od LGJ (Fig. 2, 44, 45) mogłoby sugerować, że i to fałdowanie uzależnione było bezpośrednio od przemieszczeń bloków (mas) głębokiego podłoża. Sugestia taka w tym przypadku nie wydaje się słuszna, gdyż czynnikiem wpływającym przede wszystkim na zasięg i charakter fałdów F_2 musiała być sama obecność i pozycja przestrzenna wcześniejszych fałdów F_1. Makrofałdy F_2 pojawiają się bowiem tylko tam, gdzie fałdy F_1 były leżące lub obalone, a więc na NNE od LGJ, brak ich natomiast tam, gdzie fałdy F_1 były stojące, a zatem na SSW od LGJ. Wynikałoby stąd, że generalnie stojący charakter starszych fałdów F_1 z pionową osiową foliacją $S_1 (= S_0)$ uniemożliwił nałożenie się na nie fałdów młodszych, F_2, o również pionowych powierzchniach osiowych, S_2. Stojące fałdy F_1 stanowiły najwidoczniej układ na tyle mechanicznie sztywny, że nie mógł on ulec na większą skalę późniejszemu fałdowaniu z wyboczenia, poddając się jedynie drobnoskalowemu rozwojowi lineacji rekrystalizacyjnej L_2. Z łatwością natomiast fałdowaniu takiemu uległa ta partia kompleksu gnejsowego, która miała połogo zorientowaną foliację osiową w leżących, względnie obalonych fałdach izoklinalnych F_1. Taki obraz interferencyjny nie kłóci się z intuicyjnym odczuciem i jest w zgodzie z danymi eksperymentalnymi, które świadczą o ogromnej zależności tak rozwoju, jak i geometrii fałdów drugiej generacji od pozycji i formy fałdów pierwszej generacji (Skjernaa, 1975). W przypadku Gór Sowich horyzontalne ułożenie powierzchni anizotropii (S_1, S_0) pozwoliło na wyboczenie ku górze, gdyż grawitacyjne obciążenie było tu zapewne mniejsze niż boczne ciśnienie, panujące w fałdowanym kompleksie. Przy ogólnie niejednorodnym odkształcaniu, w strefach silniej deformowanych — po przekroczeniu możliwego spłaszczenia fałdów — dochodziło do ścinania i płynięcia ośrodka skalnego wzdłuż powierzchni osiowej foliacji S_2. Zjawisko to notowane jest przez mezoskopowe fałdy F_2 oraz niekiedy może być dokumentowane wspominaną już wewnętrzną rotacją lineacji L_2.

Sądząc po przeważnie NW nachyleniu lineacji L_1, nałożone fałdy F_2 mogły być nieco obalone ku SE, a więc asymetryczne, z dłuższymi skrzydłami zapadającymi ku NW. Widoczne na mapie struktur linijnych (Fig. 3) zmienne nachylenie

lineacji L_2 i osi drobnych fałdków F_2, wyznaczające regionalne undulacje makrostruktur F_2 (Fig. 44), mogło być spowodowane przez trzy czynnki: (1) nakładanie się fałdów F_2 na różnie nachylone skrzydła asymetrycznych, otwartych fałdów F_1, (2) naturalne ugięcia osi makrostruktur fałdowych związane z zanikaniem wzdłuż linii ich biegu jednych form a pojawianiem się drugich, (3) ujęcie fałdów F_2 w późniejsze, nałożone fałdy F_3.

Pierwsza z tych możliwości jest mało prawdopodobna, jako że fałdy F_1 nie są formami szerokopromiennymi. Druga możliwość jest bardziej prawdopodobna i, jak się zdaje, ma nawet pewne praktyczne znaczenie, gdyż na badanym obszarze rzeczywiście mamy do czynienia z sytuacją kończenia się jednych form fałdowych i zaczynania się następnych wzdłuż linii ich biegu. Najbardziej prawdopodobna jest jednak możliwość trzecia. Jak widać na mapach strukturalnych, zmiana kąta nachylania się struktur F_2L_2 dokonuje się w miejscach intensywniejszego pojawiania się drobnych struktur F_3L_3, gdzie jednocześnie wyraźnie jest rozwinięta foliacja osiowa S_3, generalnie o biegu NW—SE (Fig. 3, 44). Tak właśnie dzieje się wzdłuż linii Zagórze—Walim, Bystrzyca—Lutomia, Wielka Sowa—Przełęcz Jugowska, Jedlina—Rzeczka, czy też Nowa Wieś—Srebrna Góra.

Uznając zatem, że reorientacje struktur L_2F_2, nachylających się raz ku NE, raz ku SW, powodowane są przez nałożone poprzecznie makrofałdy F_3, można na ich podstawie próbować wyznaczyć siodła i łęki tychże makrostruktur. Powinny się one zgadzać z geometrią takich struktur ustaloną drogą obserwacji nachylenia powierzchni osiowych drobnych, mezoskopowych fałdków F_3 oraz zwrotu ich asymetrii. Wyznaczone niezależnie tymi dwoma sposobami antykliny i synkliny megafałdów F_3 w istocie pokrywają się doskonale (Fig. 3, 44). Potwierdza to słuszność przypuszczenia, że undulacje przebiegu struktur F_2L_2 powodowane są późniejszym fałdowaniem F_3.

W identyczny oczywiście sposób można ustalić położenie stref przegubowych megafałdów F_2. W tym przypadku kryterium decydującym jest orientacja struktur F_1L_1. Uzyskany obraz przedstawia Fig. 44.

Jasność narzucającej się tu prostej sytuacji strukturalnej mąci jednakże nieco odmienny od powszechnego układ struktur F_1L_1 na obszarze pomiędzy Lutomią a Pieszycami (Fig. 3). Struktury te często biegną tutaj NE—SW i nachylają się ku SW, przeciwnie niż nałożone strome fałdy F_2. Jest to jednocześnie obszar dużej zmienności rysunku granic litologicznych, sugerujący superpozycję na fałdy wąskopromienne o łagodnie zapadających powierzchniach osiowych fałdów o stromych, NE—SW biegnących powierzchniach osiowych i stosunkowo dużym kącie zbieżności skrzydeł, a więc raczej otwartych (*cf.* Ramsay, 1962; Turner & Weiss, 1963; Whitten, 1969). Można zatem przyjąć, że widoczny tu obraz intersekcyjny to efekt nakładania się otwartych makrofałdów F_2 na izoklinalne makrofałdy F_1. Taka różnica w geometrii fałdów obu zespołów jest wystarczającym powodem zmian przestrzennej orientacji starszych struktur linijnych.

Alternatywne przypuszczenie, opierające się na obserwacjach poczynionych w skali mezoskopowej, iż mamy tu do czynienia z pierwotnym krzywoliniowym przebiegiem form F_1 pozbawione jest odpowiedniego uzasadnienia terenowego.

Nie można natomiast wykluczyć, że taka strefowa reorientacja osi fałdów F_1 i lineacji L_1, zmierzająca do ułożenia ich wzdłuż kierunku NE—SW, jest wynikiem rotacji tych struktur w strefach ścinania w stosunku do kierunku regionalnego transportu tektonicznego w trakcie nasunięć, jakie miały miejsce przy końcu fazy D_1. Mogły to być te same nasunięcia, które już po fałdowaniu F_1 spowodowały wydźwignięcie ku górze tektonicznych klinów z granulitami. Obecność zreorientowanych struktur F_1L_1 w sąsiedztwie wystąpień granulitów nie przeczy takiemu przypuszczeniu. Domniemywany kierunek przemieszczeń nasuwających był z SW (SSW) ku NE (NNE), tak jak obalały się fałdy F_1. Jeśli przyjąć, że rozważana odmienność orientacji struktur linijnych F_1L_1 w rejonie Lutomia—Pieszyce jest wyrazem tendencji do ich zgodnego układania się z owych kierunkiem, to rzeczywista tego typu reorientacja (rotacja) tych struktur nie byłaby zdarzeniem niespodziewanym. Zjawisko rotacji osi fałdów (i lineacji) do kierunku zgodnego z osią X elipsoidy odkształceń rozpoznawane jest coraz powszechniej w sąsiedztwie stref regionalnych, walnych nasunięć w krystalicznych skałach Appalachów (Bryant & Reed, 1969), Kornwalii (Sanderson, 1972), Grenlandii (Escher & Watterson, 1973) czy Norwegii (Williams, 1977).

W przypadku Gór Sowich regionalny przebieg powierzchni nasunięć(-cia?) byłby w kierunku ogólnie NW—SE z zapadem ku SW (SSW). I znów przypuszczeniu takiemu nie przeczą istniejące dane strukturalne. Bieguny struktur F_1L_1 z rejonu Lutomii—Pieszyc układają się na projekcji stereograficznej wzdłuż łuku koła wielkiego odpowiadającego powierzchni zapadającej łagodnie ku SSW (Fig. 46). Widoczna dyspersja biegunów F_1L_1 mogłaby być przejawem wewnętrznej rotacji tych struktur w powierzchniach ścinania (nasunięć) o podanej orientacji. Dwu-

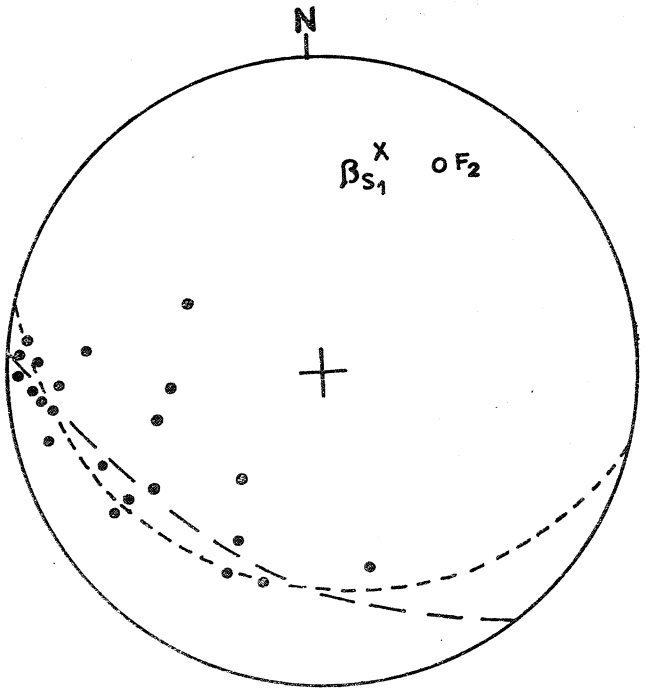


Fig. 46. Stereogram ilustrujący orientację struktur linijnych F_1L_1 w okolicy Lutomii i Pieszyc
Stereogram showing orientation of F_1L_1 linear structures in the vicinities of Lutomia and Pieszyce

Nie można natomiast wykluczyć, że taka strefowa reorientacja osi fałdów F_1 i lineacji L_1, zmierzająca do ułożenia ich wzdłuż kierunku NE—SW, jest wynikiem rotacji tych struktur w strefach ścinania w stosunku do kierunku regionalnego transportu tektonicznego w trakcie nasunięć, jakie miały miejsce przy końcu fazy D_1. Mogły to być te same nasunięcia, które już po fałdowaniu F_1 spowodowały wydźwignięcie ku górze tektonicznych klinów z granulitami. Obecność zreorientowanych struktur F_1L_1 w sąsiedztwie wystąpień granulitów nie przeczy takiemu przypuszczeniu. Domniemywany kierunek przemieszczeń nasuwających był z SW (SSW) ku NE (NNE), tak jak obalały się fałdy F_1. Jeśli przyjąć, że rozważana odmienność orientacji struktur linijnych F_1L_1 w rejonie Lutomia—Pieszyce jest wyrazem tendencji do ich zgodnego układania się z owych kierunkiem, to rzeczywista tego typu reorientacja (rotacja) tych struktur nie byłaby zdarzeniem niespodziewanym. Zjawisko rotacji osi fałdów (i lineacji) do kierunku zgodnego z osią X elipsoidy odkształceń rozpoznawane jest coraz powszechniej w sąsiedztwie stref regionalnych, walnych nasunięć w krystalicznych skałach Appalachów (Bryant & Reed, 1969), Kornwalii (Sanderson, 1972), Grenlandii (Escher & Watterson, 1973) czy Norwegii (Williams, 1977).

W przypadku Gór Sowich regionalny przebieg powierzchni nasunięć(-cia?) byłby w kierunku ogólnie NW—SE z zapadem ku SW (SSW). I znów przypuszczeniu takiemu nie przeczą istniejące dane strukturalne. Bieguny struktur F_1L_1 z rejonu Lutomii—Pieszyc układają się na projekcji stereograficznej wzdłuż łuku koła wielkiego odpowiadającego powierzchni zapadającej łagodnie ku SSW (Fig. 46). Widoczna dyspersja biegunów F_1L_1 mogłaby być przejawem wewnętrznej rotacji tych struktur w powierzchniach ścinania (nasunięć) o podanej orientacji. Dwu-

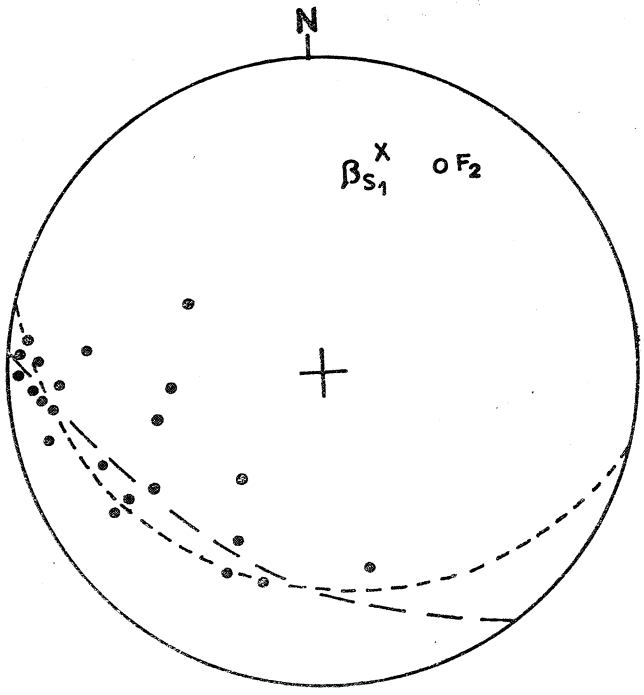


Fig. 46. Stereogram ilustrujący orientację struktur linijnych F_1L_1 w okolicy Lutomii i Pieszyc
Stereogram showing orientation of F_1L_1 linear structures in the vicinities of Lutomia and Pieszyce

znaczność tego dowodu polega na tym, że taki sam układ tych biegunów mógł powstawać w efekcie rotacji zewnętrznej owych struktur w trakcie fałdowania F_2 ze zginania, o czym świadczy ich skupianie się także przy małym kole projekcji (Fig. 46, 43j).

Z drugiej strony o istnieniu nasunięć w NE części Gór Sowich, w pasie od Bystrzycy po Jodłownik, przekonywać zdaje się sposób, w jaki spotykają się niektóre granice litologiczne, sugerując obecność kontaktów tektonicznych typu nasunięć. Przykłady tego typu kontaktów obserwuje się na NW od Jodłownika, na W od Lutomii i Pieszyc, a także na E od Walimia (Fig. 2, 47).

Oczywiście przebieg intersekcyjny linii nasunięć jest kręty skutkiem sfałdowania ich w fazie D_2. Nie można też wykluczyć, że główne nasunięcie znajdowało się już poza dzisiejszym zrębem Gór Sowich, wyznaczanym tutaj przez sudecki uskok brzeżny. Zasadniczą trudność w wyśledzeniu linii nasunięć i ich identyfikacji sprawia fakt znacznej rekrystalizacji skał sowiogórskich po fazie D_1, powodującej zatarcie znakomitej większości (choć nie wszystkich, na szczęście) dowodów teksturalnych, które były zapewne zapisane w więźbie tych skał.

Trzeba wszakże podkreślić, że zbliżony do rejonu Lutomii—Pieszyc obraz intersekcyjny zanotowano koło Jodłownika (Fig. 2). Tutaj jednak orientacja struktur F_1L_1 nie ulega żadnym wyraźniejszym zmianom i jest taka, jak w pozostałej części Gór Sowich (Fig. 3). Wydaje się, że dzieje się tak dzięki wąskopromiennej i izoklinalnej formie fałdów F_2 nałożonych na izoklinalne fałdy F_1. Nadal więc nie sposób wykluczyć, że główną przyczyną powodującą zmienną orientację struktur F_1L_1 w okolicy Lutomii i Pieszyc są nie nasunięcia, lecz nałożone szerokopromienne otwarte fałdowanie F_2. Struktury te na diagramie układają się generalnie na małym kole projekcji stereograficznej o środku pokrywającym się ze średnim położeniem biegunów F_2L_2 (Fig. 3, 43j). Potwierdzałoby to powyższe przypuszczenie, dowodząc jednocześnie, że fałdy F_2 mają przede wszystkim charakter fałdów ze zginania, a zmienność położenia przestrzennego struktur F_1L_1 wynika z ich zewnętrznej rotacji wokół osi F_2 w skrzydłach otwartych fałdów F_2.

Generalnie z obrazu mapy geologicznej (Fig. 2) wynika, że fałdy F_2, nakładając się na fałdy F_1, dają struktury interferencyjne zbliżone do typu trzeciego opisanego przez Ramsay'a (1962). Tak dzieje się w okolicy Walimia i Wielkiej Sowy, podobnie — w rejonie Jodłownika, Rościszowa—Pieszyc i Lutomii.

Ponieważ rysowanie normalnych przekrojów geologicznych, wobec braku wystarczającego zróżnicowania litologicznego i braku kartograficznego horyzontu przewodniego, jest w Górach Sowich raczej niecelowe, to geometria makrofałdów F_3 została przeze mnie przedstawiona na kilku schematycznych przekrojach (Fig. 48), skonstruowanych na podstawie analizy orientacji powierzchni osiowych S_3 i asymetrii mezoskopowych fałdów F_3 (Fig. 3). Z analizy tej wynika, że są to formy stojące lub przechylone ku NE, świadczące o powtarzaniu się kinematycznego planu fazy D_1, z naciskiem od SW. Nic dziwnego, że charakterystyczną cechą większości mezofałdów F_3 jest NE zwrot ich asymetrii. Powoduje to niekiedy interpretacyjne dwuznaczności obserwowanego obrazu strukturalnego, sugerując możliwość dodatkowego makroprzefałdowania już istniejących struktur F_3 wokół tak

samo zorientowanych osi i przy tej samej wergencji (Fig. 48β, β'). Alternatywnie można by sądzić, że takie przefałdowanie wiąże się z makroformami F_5.

Fałdy F_3 obecne są po obu stronach linii LGJ (Fig. 44). Wydaje się, że istnienie tej linii nie miało żadnego istotnego wpływu na inicjację i przebieg fałdowania F_3. Geometryczne efekty tego fałdowania były natomiast uzależnione od charakteru starszych struktur. Otwarte, szerokopromienne makrofałdy i spaczenia F_3 powstały tam, gdzie wcześniej rozwinęły się już makrofałdy F_2. Tam zaś, gdzie F_3 nakładały się bezpośrednio na F_1, a więc na SW od LGJ, pojawiły się formy bardziej wąskopromienne, z lepiej wykształconą foliacją osiową S_3. Rozwój tej foliacji był zresztą dość intensywny na znacznym obszarze Gór Sowich.

Powyższe uwagi pozwalają przypuszczać, że obraz intersekcyjny granic litologicznych w Górach Sowich jest wynikiem nierównomiernej i niejednorodnej interferencji fałdów trzech przynajmniej zespołów: F_1, F_2 i F_3. Precyzyjne odtworzenie kształtu makrofałdów poszczególnych zespołów jest tu jednak bardzo trudne ze względu na złe odsłonięcie terenu, brak wystarczająco mocno zróżnicowanego reliefu oraz wspominany już brak wyraźnych litologicznych horyzontów przewodnich, dających się dobrze śledzić w czasie prac kartograficznych i przedstawić na

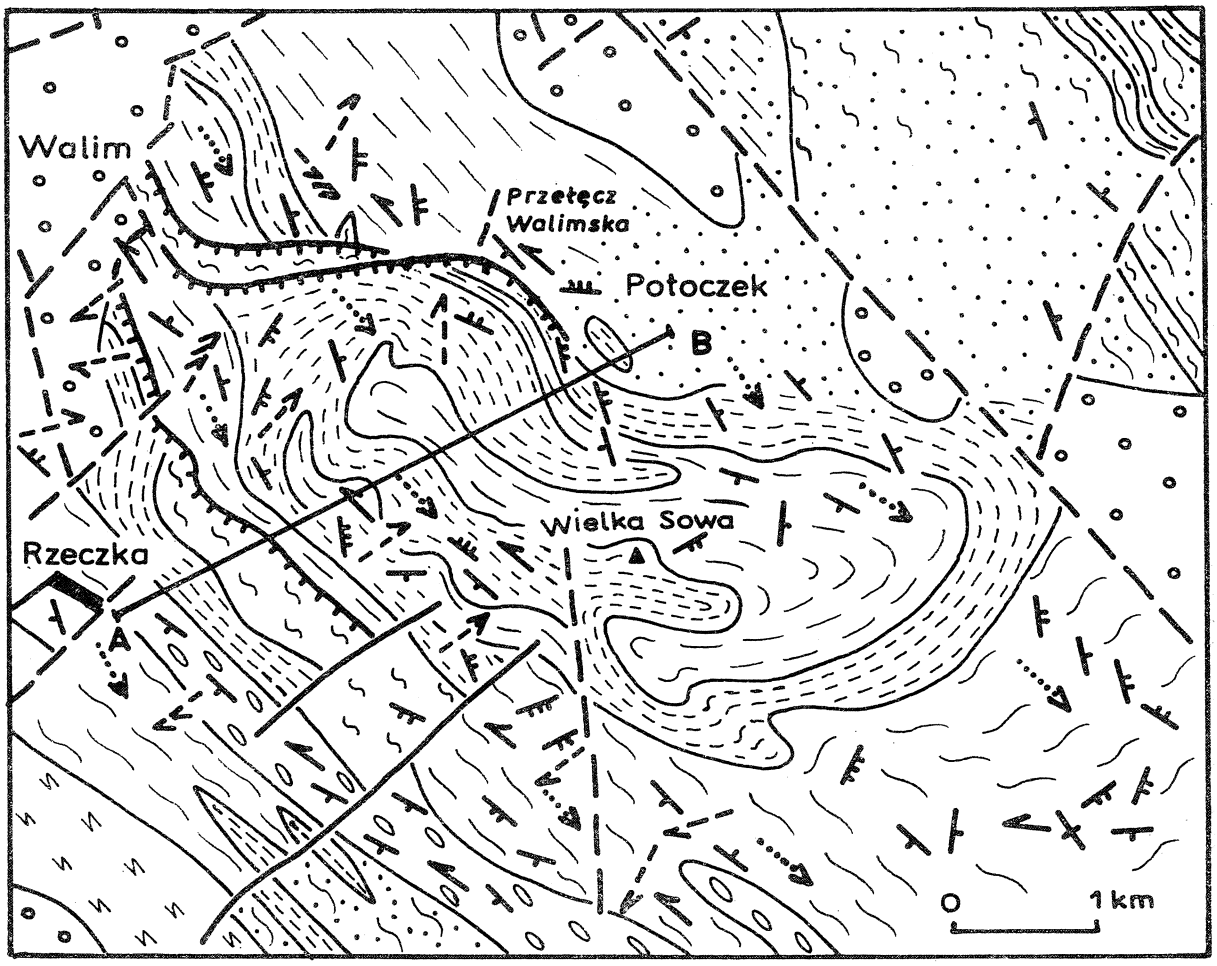


Fig. 47. Szkic geologiczny masywu Wielkiej Sowy. $A-B$ — linia przekroju przedstawionego na Fig. 49. Legenda jak na Fig. 2, 3, 6. *Grube linie ząbkowane* — nasunięcia

Geological sketch-map of the Wielka Sowa massif. $A-B$ — line of the geological cross-section presented in Fig. 49. Legend as in Figs. 2, 3, 6. *Thick solid dentate line* — overthrust

mapie w odpowiedniej skali. Choć zatem nie sposób kusić się tutaj o rekonstrukcje typu tych, które poczynił, na przykład, Berthelsen (1960) na wybrzeżach Grenlandii, czy Ramsay (1958) w Szkocji, to jednak pewne elementy charakterystyczne dla takiej superpozycji fałdów można wyodrębnić szczegółowo także i w Górach Sowich.

Jednym z takich przykładów jest masyw Wielkiej Sowy, czyli obszar pomiędzy Rzeczką, Walimiem i Potoczkiem (Fig. 47). Wykartowany tu przebieg granic litologicznych świadczy o nakładaniu się fałdów różnych generacji. Na mapie zaznaczono również suponowany przebieg powierzchni nasunięć czy też ślizgów. Ich

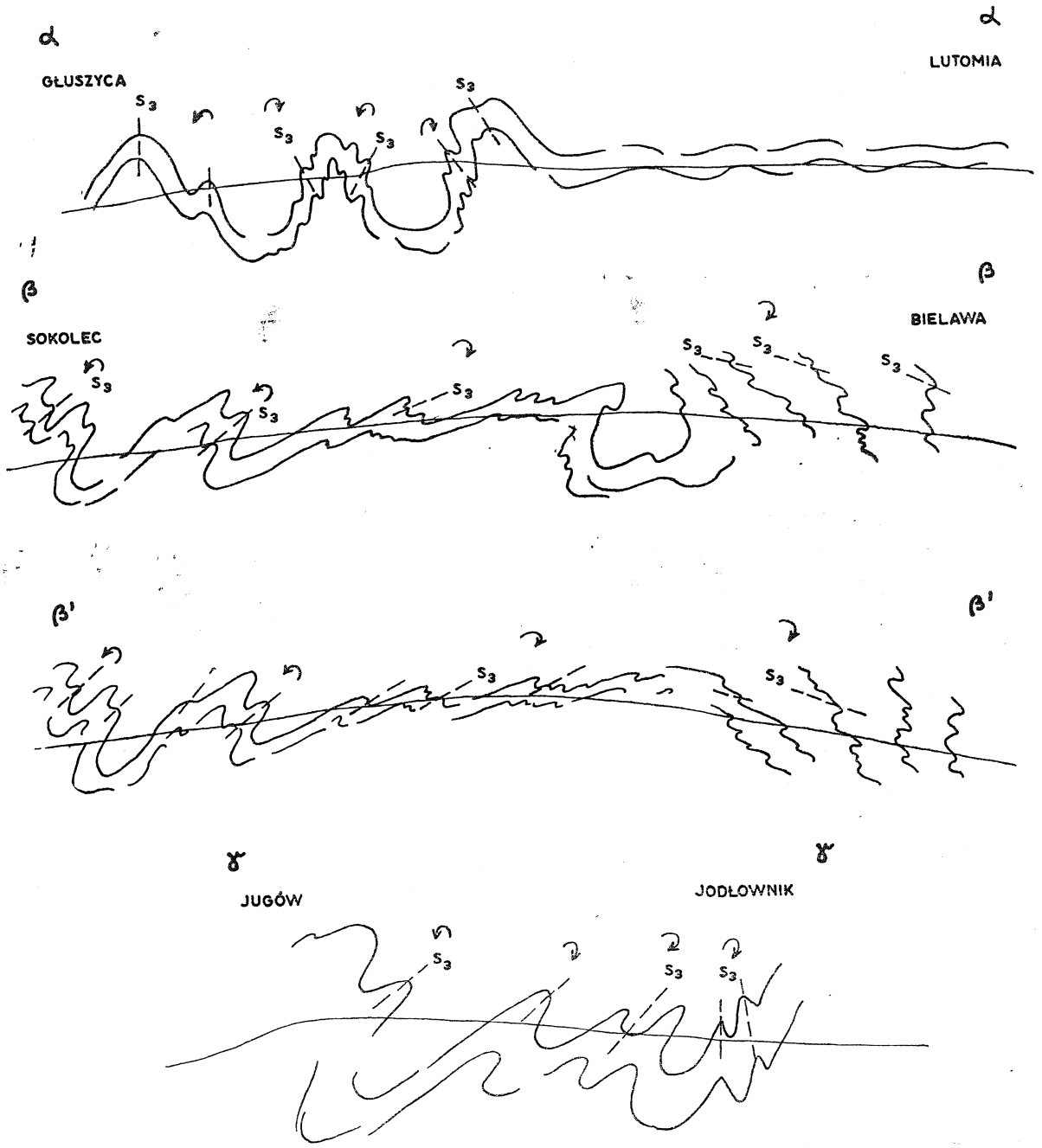


Fig. 48. Schematyczne przekroje ilustrujące geometrię makrofałdów F_3. Orientacja przekrojów podana na Fig. 3. Przekroje $\beta-\beta$ i $\beta'-\beta'$ stanowią dwie możliwe interpretacje zebranych informacji strukturalnych

Schematized cross-sections illustrating geometry of F_3 macrofolds. For orientation see Fig. 3. Sections $\beta-\beta$ and $\beta'-\beta'$ represent two possible interpretations of the collected structural data

obecność została rozpoznana i wyinterpretowana na podstawie obserwacji mezostrukturalnych, dotyczących wewnętrznej rotacji lineacji L_1 w płaszczyznach foliacji S_1, jak również na podstawie uzyskanego obrazu kartograficznego. Przekrój geologiczny tego obszaru przedstawia Fig. 49a. Pokazuje ona sposób nałożenia się fałdów F_3 na fałdy F_1 i deformację tak powstałej struktury przez fałdowanie F_5. Położenie i geometrię przybliżoną izoklinalnych fałdów F_1 przed ową superpozycją ilustruje Fig. 49b.

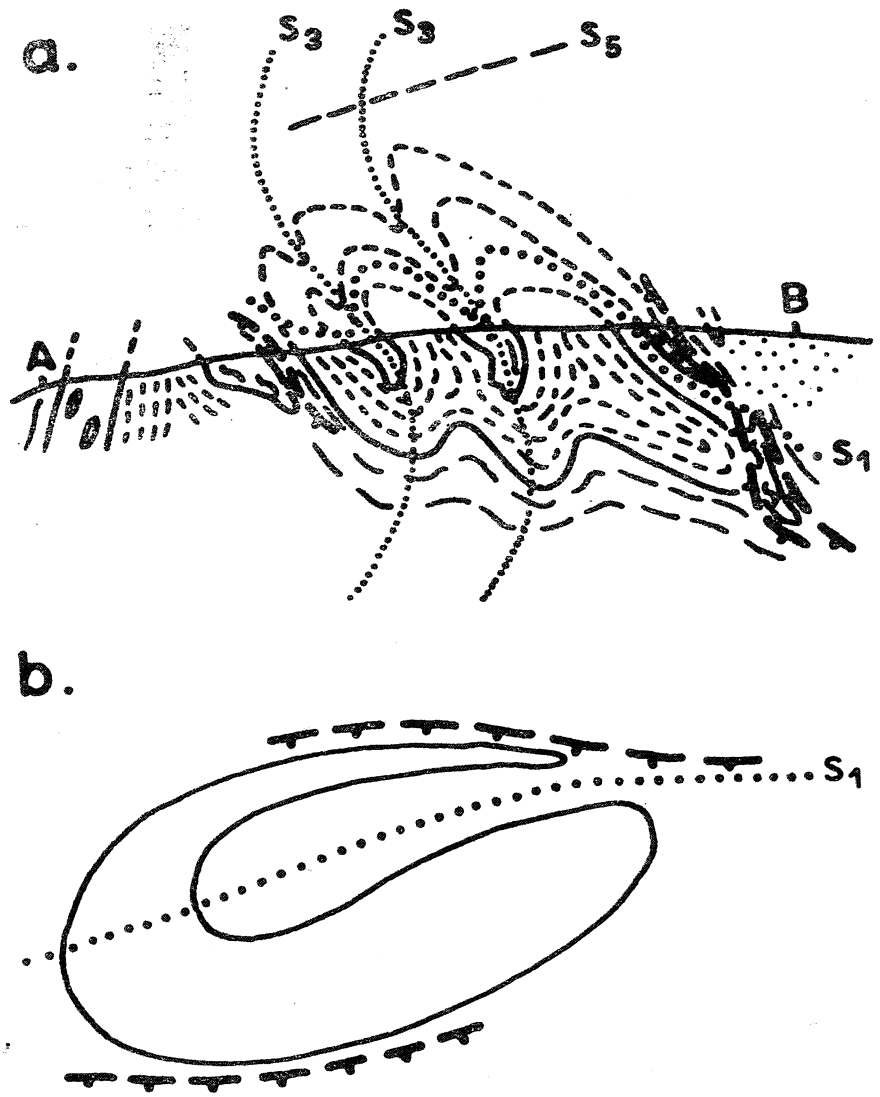


Fig. 49. (*a*) Przekrój geologiczny wzdłuż linii $A-B$ (Fig. 47) przez masyw Wielkiej Sowy (przekrój wykonano przy założeniu, że obcięte obecnie uskokami wychodnie gnejsu łuseczkowego 1 km na S i SW od szczytu Wielkiej Sowy były niegdyś połączone). (*b*) Schemat struktur F_1 przed nałożeniem fałdów F_3 i F_5 w tym rejonie

(*a*) Geological cross-section along line $A-B$ (Fig. 47) through the Wielka Sowa massif (it is assumed that the two outcrops of the scale gneiss 1 km S and SW of the summit of Mt. Wielka Sowa, now cut off by faults, once represented a continuous horizon). (*b*) Scheme of F_1 structures before imposition of F_3 and F_5 folds in this region

Przedstawiony przykład, oparty na interpretacji mapy geologicznej, zdaje się świadczyć o słuszności wniosków wynikających z obserwacji mezostrukturalnych, odnoszących się tak do geometrii makrostruktur fałdowych, jak i sposobu ich na-

kładania się. Zgodność ta może być testem prawidłowości prezentowanego rozumowania i interpretacji.

Równie wyraźne przykłady interferencji makrofałdów spotyka się na południe od Zagórza (fałdy F_2 i F_3 na F_1), na zachód od Michałkowej (F_3 na F_1), pomiędzy Lutomią i Rościszowem (F_2 i F_3 na F_1), oraz w okolicach Bielawy i Jodłownika (F_2 na F_1), (Fig. 2). Przykład masywu Wielkiej Sowy został omówiony szerzej dlatego, że szczególnie dobrze zaznacza się tu w obrazie kartograficznym tektoniczny kontakt wydzielanych odmian gnejsów, pokrywający się z obserwowanymi w terenie objawami wewnętrznej rotacji lineacji L_1 w foliacji S_1, a w skali mikroskopowej znaczony obecnością wstęgowych ziarn kwarcu leżących w powierzchni tejże foliacji.

Ów kontakt tektoniczny reprezentuje fragment jednej z tych stref nasunięć, które — tak trudne do rozpoznania skutkiem zbyt monotonnej litologii sowiogórskich gnejsów — rozwijały się w gnejsowym kompleksie u schyłku fazy D_1. Obraz przedstawiony na przekroju (Fig. 49b) sugeruje, że do przemieszczeń wzdłuż powierzchni S_1 dochodziło już po utworzeniu wąskopromiennych lub izoklinalnych fałdów F_1.

Przykład masywu Wielkiej Sowy pokazuje też, że i fałdowanie F_5 miało swój — choć trudny na ogół do oszacowania — udział w kształtowaniu interferencyjnego obrazu mapy geologicznej, a więc i ono wpływało na formowanie się makrostruktur kompleksu sowiogórskiego. Specyficzna forma fałdów F_5 nie pozwala zazwyczaj na ich rozpoznanie w kartowanym rysunku granic litologicznych i oddzielenie od efektów innych fałdowań. Niemniej jednak te fałdy właśnie zdają się w głównej mierze powodować zmienne, raz strome a raz łagodne, kąty zapadów powierzchni foliacji skał w Górach Sowich.

Jak już wspominałem, foliacja skał sowiogórskich jest foliacją złożoną, transpozycyjną. Choć składa się ona z różnych elementów, powstających w kolejnych epizodach tektonometamorficznych, jej niejako główną osnową jest foliacja S_1 (= S_0), a więc ta foliacja, która została narzucona skałom kompleksu gnejsowego przez pierwszy z owych epizodów. Pojawianie się nowych dla tej foliacji cech strukturalnych i mineralogicznych pozwala na wydzielanie następnych zespołów foliacji, S_2 i S_3.

Poza przegubami fałdów, a więc praktycznie w większości przypadków, często trudno jest określić, z foliacją którego zespołu mamy konkretnie do czynienia. Nie ulega wątpliwości, że w strukturalnych interpretacjach obserwowana w terenie megaskopowo foliacja nie może być traktowana jak powstała w jednym epizodzie tektonometamorficznym, skoro wiadomo o niej, że jest złożonym produktem kolejnych etapów rekrystalizacji metamorficznej i tektonicznych deformacji.

Zbiorczy diagram (Fig. 6) jest statystycznym obrazem ułożenia takich „nierozdzielonych" powierzchni foliacji skał sowiogórskich. Ponieważ jednak foliacja ta została w dużej mierze ukształtowana w fazie D_1, przeto jej orientacja jest zapewne najbardziej reprezentatywna dla foliacji zespołu S_1. Stwierdzane zatem zaburzenia tej orientacji można z pewnym ograniczeniem uznać za spowodowane przez fałdowania młodsze od F_1.

Niezbyt wyraźne pasy, wzdłuż których układają się bieguny powierzchni foliacji na diagramie zbiorczym (Fig. 6), mają centra odpowiadające uśrednionym poło-

żeniom osi struktur F_2, F_3 i F_5 (Fig. 3, 24), co sugeruje, że niejednorodności statystycznego rozkładu foliacji wynikają z kolejnych przefałdowań foliacji S_1 w fazach D_2, D_3 i D_5.

Podobny wniosek przynosi konturowa mapa ułożenia foliacji (Fig. 45), skonstruowana na podstawie linii jej biegów i oddająca zasadnicze tendencje jej orientacji, uwidocznione już na mapie strukturalnej (Fig. 6). Uzyskany obraz pokrywa się z danymi przedstawionymi na mapie układu makrofałdów (Fig. 44), co może być dowodem słuszności prezentowanego rozumowania co do znaczenia foliacji S_1 dla skał sowiogórskich. Mapa konturowa foliacji jest także ilustracją obrazu interferencyjnego makrofałdów, niezależną od intersekcyjnego rysunku granic litologicznych widocznego na mapie geologicznej (Fig. 2), a potwierdzającą zestaw zebranych informacji o superpozycji fałdów poszczególnych zespołów.

STREFY METAMORFICZNE

Przedstawioną na mapie (Fig. 50) konfigurację stref metamorficznych w kompleksie sowiogórskim ustaliłem na podstawie badań mikroskopowych skał z próbek pobieranych w każdym znalezionym w terenie odsłonięciu skalnym. Dla każdego też odsłonięcia określony został zespół minerałów tworzących występujące w nim gnejsy.

Dla oszczędności miejsca ominięto w przedstawionych na mapie zespołach kwarc i plagioklaz (oligoklaz-andezyn) jako minerały obecne we wszystkich badanych skałach. Odczytując zatem skład zespołów mineralnych, charakteryzujących gnejsy w różnych punktach Gór Sowich, należy go zawsze uzupełnić o Q i Plg oraz o Bio w gnejsie aplitoidowym. Pojedynczy zapis na mapie oznacza przeważnie nie jedno, lecz grupę odsłonięć skał o tym samym zespole minerałów (Fig. 50).

Biorąc pod uwagę pelityczny charakter większości gnejsów sowiogórskich, na podstawie kryterium pierwszego pojawienia się minerału wskaźnikowego w rozpoznanych zespołach mineralnych, można wyznaczyć w Górach Sowich dwie granice pomiędzy trzema istniejącymi tu strefami metamorficznymi, a to: Gr$\pm$Kya/Sil i Sil/Crd. Jako minerały wskaźnikowe zostały użyte granat i dysten, syllimanit oraz kordieryt. W ramach poszczególnych stref oznacza to w praktyce, że wskaźnikowy minerał znaleziony był we wszystkich zbadanych przeze mnie próbkach skał. Materiał badawczy pochodził zaś z ponad 500 punktów obserwacyjnych, rozrzuconych na skartowanym przeze mnie obszarze Gór Sowich.

Zebrane dane pozwoliły na wyróżnienie strefy granatowo-dystenowej, syllimanitowej i kordierytowej. Rozproszone występowanie dystenu uniemożliwia wydzielenie osobnej strefy dystenowej, gdyż otrzymuje się jedynie kilka różnej wielkości pól (Fig. 50). Biorąc pod uwagę wspólne pojawienie się granatu i dystenu w więźbie $F_1 M_1$, uznałem za właściwe wyróżnienie strefy granatowo-dystenowej (Gr$\pm$Kya).

Nie wydzieliłem osobnej strefy Sil+Ksp, gdyż skaleń potasowy w skałach sowiogórskich obecny jest z jednej strony w wielu punktach strefy granatowo-dystenowej, z drugiej strony natomiast często brak go — i to w sposób zupełnie nieregu-

larny — w strefie syllimanitowej. Ponadto zadecydował o tym rozpoznany sposób powstawania syllimanitu — poprzez fibrolityzację łyszczyków, głównie biotytu. Obecność skalenia potasowego w strefie kordierytowej jest również przypadkowa i niezależna od tworzenia się tego wskaźnikowego minerału. Podobnie jak ze skaleniem potasowym ma się w obu strefach sprawa z muskowitem.

Granica strefy Crd/Sil częściowo przecina granicę strefy Gr±Kya/Sil, co przemawia za powstawaniem kordierytu w odrębnym od syllimanitu epizodzie metamorficznym. Wniosek ten zgodny jest z wynikami analizy teksturalnej, mówiącymi o wzroście fibrolitu w fazach D_2 i D_3, kordierytu zaś — w D_5.

Brak jakiejkolwiek korelacji pomiędzy występowaniem dystenu i syllimanitu także świadczy o powstaniu tych minerałów w dwóch niezależnych epizodach metamorficznych oraz o tym, że syllimanit nie pochodzi z dystenu. I ten wniosek zgodny jest z przedstawianymi już wynikami analizy teksturalnej.

Widoczny na mapie (Fig. 50) kręty przebieg granicy stref Gr±Kya/Sil może oznaczać:

— jej sfałdowanie,

— pierwotne nierówności i pofalowania owej granicy,

— pierwotne ułożenie granicy tych stref różne od poziomego.

Odtworzenie kształtu powierzchni granicznej napotyka dwie trudności: brak danych co do kąta jej zapadu oraz brak informacji co do regionalnego rozkładu stref metamorficznych na obszarze, którego obecne Góry Sowie stanowią tylko mały fragment. W tej sytuacji jest kilka możliwości interpretacji istniejącego obrazu, zależnych od rodzaju poczynionych założeń wstępnych co do orientacji przestrzennej powierzchni granicznej.

Nie ulega wątpliwości, że niezależność układu stref kordierytowej i syllimanitowej, jak i wzajemna niezależność występowania dystenu, syllimanitu, skalenia potasowego i muskowitu raczej wykluczają istnienie kopuły termicznej o zonalnej budowie, sugerują natomiast rozdzielenie w czasie rozwoju poszczególnych stref, z nakładaniem się minerałów stref wyższych na minerały stref niższych.

Z relacji mikrostrukturalnych wiadomo, że po epizodzie F_1 M_1 w skałach sowiogórskich powszechnie rozwinięty był zespół Bio—Gr±Kya i przypuszczalnie cały kompleks gnejsowy znajdował się w warunkach strefy granatowo-dystenowej. Warunki te ulegały następnie zmianom umożliwiającym wzrost najpierw syllimanitu, a potem kordierytu. Krystalizacja tych minerałów wiązała się z podniesieniem temperatury, w przypadku kordierytu w jednym z pegmatytów nawet do około 800°C (Kryza, 1977).

Sądząc z rozkładu linii granicznych stref Gr±Kya/Sil i Sil/Crd, stałe regionalne źródło ciepła — rejon wypiętrzenia geoizoterm — znajdowało się w czasie powstawania tak syllimanitu, jak i kordierytu na północny zachód od odsłoniętego dziś zrębu Gór Sowich (Fig. 50). Wydaje się, że w takiej sytuacji dolna powierzchnia graniczna strefy syllimanitowej, czyli granica Gr±Kya/Sil, powinna zapadać w kierunku SE. Jej pierwotne ustawienie byłoby zatem nie horyzontalne, lecz strome.

Interpretując wykartowane zafalowania owej granicznej linii, spróbowałem przedstawić ją na schematyzowanym przekroju przyjąwszy południowo-wschodni

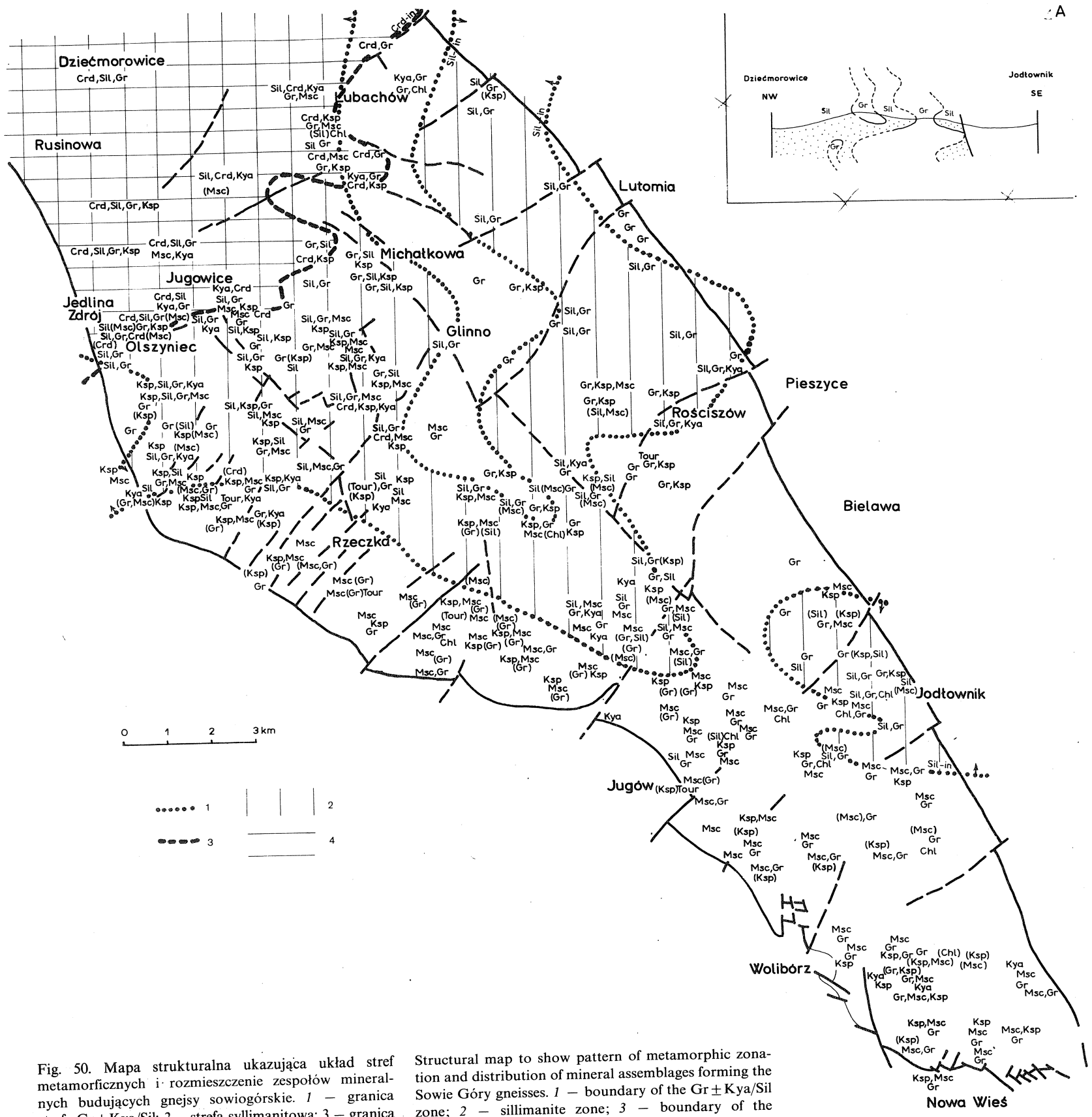


Fig. 50. Mapa strukturalna ukazująca układ stref metamorficznych i rozmieszczenie zespołów mineralnych budujących gnejsy sowiogórskie. *1* — granica strefy Gr ± Kya/Sil; *2* — strefa syllimanitowa; 3 — granica strefy kordierytowej; *4* — strefa kordierytowa. W ramce (A) — schematyczny przekrój ilustrujący orientację przestrzenną stref metamorficznych. Objaśnienia w tekście

Structural map to show pattern of metamorphic zonation and distribution of mineral assemblages forming the Sowie Góry gneisses. *1* — boundary of the Gr ± Kya/Sil zone; *2* — sillimanite zone; *3* — boundary of the cordierite zone; *4* — cordierite zone. (A) Inset: schematic profile illustrating spatial orientation of the metamorphic zone. See text for further explanations

zapad powierzchni granicznej obu stref metamorficznych (Fig. 50A). Uzyskany na przekroju obraz można wytłumaczyć dwojako: albo jako efekt pierwotnych, naturalnych nieregularności tej granicy, albo jako wynik sfałdowania jej w fazie F_5 wokół prawie poziomych osi nachylonych ku ESE, co doprowadziło do powstania otwartych form leżących z subhoryzontalnymi powierzchniami osiowymi, a więc idealnie odpowiadających charakterystycznej geometrii fałdów F_5.

Przyjmując drugie tłumaczenie, należy zauważyć, że tezę o sfałdowaniu powierzchni granicznych stref metamorficznych w fazie D_5 potwierdzałby fakt, iż rozpoznane obszary bardziej intensywnej homofanizacji skał sowiogórskich pokrywają się ze strefami przegubowymi suponowanych makrofałdów F_5, wyznaczanych intersekcyjnym rysunkiem linii granicznej stref Gr±Kya/Sil (Fig. 50, 25). Z mezoskopowych obserwacji strukturalnych wiadomo, że rozwój tego typu osiowych stref homofanizacji łączy się z fazą F_5.

Kwestią wymagającą też wyjaśnienia jest obecność pasa skał należących do zony granatowo-dystenowej pomiędzy Bystrzycą a Wielką Sową oraz pojawienie się fragmentu zony syllimanitowej koło Jodłownika (Fig. 50). I znów są tu dwie możliwości interpretacji. Pierwsza z nich zakładałaby, że mamy tu do czynienia z pierwotnymi, znacznymi nieregularnościami w kształcie powierzchni granicznej obu zon, co mogło być wywołane np. nierównomiernym dopływem ciepła. Druga natomiast sugerowałaby, że istniały tu powtarzające się, stromo ustawione pasy zon syllimanitowej i granatowej, w szeroko pojętej strefie granicznej obu stref, sfałdowanej w fazie D_5.

Trzeba tu podkreślić, że stromo ustawione i sfałdowane powierzchnie izograd notowane są i w innych regionach skał metamorficznych. Znanym przykładem jest obszar tunelu Simplon w Alpach, gdzie Streckeisen, Wenk i Frey (1974) rozpoznali powierzchnie izograd (izoterm) zapadające pod kątem większym niż 45°, przy horyzontalnym w zasadzie ułożeniu powierzchni izobar. O sfałdowanych powierzchniach izograd w szkockiej serii Moine pisał też Winchester (1974). Ostatnio zaś Earle (1980) zasugerował, że nachylone powierzchnie izoterm są w ogóle charakterystyczne dla regionalnego metamorfizmu. Wedle współczesnych teorii geodynamicznych można ich oczekiwać w pobliżu centrów spredingu, łuków wulkanicznych oraz w strefach subdukcji.

Przedstawiając hipotezę o sfałdowaniu powierzchni granicznych stref metamorficznych w Górach Sowich, naturalnie nie mogę odrzucić zupełnie przypuszczenia, że sfałdowanie nierównych i tak powierzchni dokonało się w fazie D_3 lub też w fazie D_3 i D_5. W pewnym stopniu za fałdowaniem w fazie D_3 przemawiałby mocno „zafalowany" kształt linii Gr±Kya/Sil przy relatywnie prostym kształcie linii Sil/Crd, rozwijającej się później, w fazie D_5. Taka sugestia nie byłaby też sprzeczna z suponowanym obrazem makrostruktur F_3 na Fig. 48β'.

SYNOPSIS TEKTONOMETAMORFICZNEJ HISTORII GÓR SOWICH

Sumując zawarte w niniejszym artykule wywody, można podjąć próbę syntetycznego przedstawienia tektonometamorficznej ewolucji sowiogórskiego kompleksu gnejsowego. W dotychczasowych pracach nacisk kładziono albo na tektoniczne

(Grocholski, 1967), albo na petrogenetyczne (Kryza, 1981) aspekty rozwoju Gór Sowich, co z natury rzeczy powodowało pewną, nieuniknioną jednostronność proponowanych interpretacji. Kryza (*op. cit.*) w sposób ogólny wyróżnił pięć etapów rozwoju gnejsów i migmatytów na tym obszarze, a to: (I) etap geosynklinalny, (II) etap metamorfizmu wysokociśnieniowego, (III) etap migmatytyzacji dyferencjalnej, (IV) etap homogenizacji i (V) etap konsolidacji. Pominąwszy zastrzeżenia co do faktycznego działania metamorfizmu wysokich ciśnień w Górach Sowich, podział ten — właśnie ze względu na swą ogólnikowość — jest stosunkowo łatwy do zaakceptowania w sposób ramowy, gdyż ujmuje on bardzo znaczące wydarzenia w historii kompleksu sowiogórskiego. Nie wystarcza on wszelako do bardziej szczegółowego przedstawienia tektonometamorficznej ewolucji tegoż kompleksu.

Odsłaniające się w dzisiejszym zrębie Gór Sowich gnejsy i migmatyty wywodzą się najprawdopodobniej z drobnoziarnistych osadów piaszczysto-mułowcowych oraz szarogłazów o zróżnicowanym składzie — raz bogatszych w skalenie, raz w kwarc, a raz w substancję ilastą (Kryza, 1981). Grubość ich ziarna i skład chemiczny wpłynęły decydująco na późniejszy rozwój i wykształcenie różnych odmian gnejsów i migmatytów.

Wydaje się, że w wyjściowym zbiorniku sedymentacyjnym istniało pewne zróżnicowanie facjalne, przejawiające się depozycją odmiennych litologicznie osadów. W obrębie zrębu Gór Sowich zaznaczyła się, być może, granica pomiędzy domeną pelitowych osadów ilasto-piaszczystych i szarogłazowych a domeną wak skaleniowych. Przebiega ona w przybliżeniu wzdłuż linii Głuszyca—Srebrna Góra, przy południowo-zachodnim brzegu tych gór. Przypuszczalnie przejście to nie było ostre, lecz wyznaczane przez strefę wzajemnych przeławiceń obu litologii oraz stopniową zmianę składu chemicznego i mineralnego. Odsłaniając się przy tektonicznej granicy Gór Sowich, skały kwarcowo-skaleniowe sprawiają wrażenie, że główna ich masa pozostała poza obszarem dzisiejszych gór, reprezentującym region przejściowy między dwiema litologiami. Miarą płynnego przechodzenia jednego typu osadów w drugi, stopniowego ubywania Mg i Fe, a przybywania K, jest widoczne dziś w gnejsach stopniowe, z NNE na SSW, ubożenie w biotyt na rzecz muskowitu. W południowej części Gór Sowich staje się on jedynym łyszczykiem skał kwarcowo-skaleniowych lub przynajmniej znacznie w nich dominuje nad biotytem, podczas gdy w skałach części północnej prawie wyłącznie występuje biotyt, przy śladowych ilościach muskowitu. Jednocześnie następuje ilościowy przyrost skalenia potasowego. Przesuwając się z NNE ku SSW można zauważyć, że gnejsy plagioklazowo-biotytowe są zastępowane stopniowo przez gnejsy dwułyszczykowe ze skaleniem potasowym, by stać się gnejsami mikroklinowo-muskowitowymi, bogatymi w oba te minerały (Fig. 50).

Warto zauważyć, że owa zmiana dokonuje się w przybliżeniu wzdłuż linii LGJ. Na SSW od niej mikroklin oraz muskowit stają się, obok kwarcu i plagioklazu, głównymi składnikami skałotwórczymi. Zbieżność taka może być przypadkowa. Może jednak oznaczać wyraźną kontrolę bloków podłoża lub jego konfiguracji nad sedymentacją w zbiorniku sowiogórskim.

W każdym razie można przypuścić, że na obszarze Gór Sowich zaznacza się w kierunku z NNE na SSW przejście od szarogłazowej sedymentacji głębokomorskiej do płytszej sedymentacji arkozowej. „Rozprostowując" struktury fałdowe można pokusić się o odtworzenie następstwa sedymentacji i dojść do przekonania, że sowiogórska kolumna litostratygraficzna reprezentowana jest od dołu przez kwarcowo-skaleniowe skały arkozowe, następnie szarogłazy dwuskaleniowe, szarogłazy plagioklazowe i drobnoziarnisty osad piaszczysto-mułowcowy. Oznaczałoby to, że osad ten notuje stopniowe pogłębianie dna zbiornika. Przeławicanie się gruboziarnistych gnejsów z gnejsami łuseczkowymi wskazuje na pierwotne przeławicanie się grubiej ziarnistych szarogłazów z drobniej ziarnistymi osadami piaszczystymi i mułowcowymi i sugeruje sekwencję fliszową. Sedymentacja fliszowa odbywałaby się w basenie o rozciągłości WNW—ESE. W takim też kierunku układały się granice facjalne i litologiczne. Przebieg tych granic odziedziczony został przez metamorficzny kompleks gnejsowy, sugerując tym z kolei, że oś zbiornika fliszowego wyznaczana była przez te same czynniki geodynamiczne, które potem doprowadziły do jego sfałdowania.

Pierwotna sekwencja osadowa, o wieku zawartym w przedziale górny proterozoik—środkowy kambr, poddana została pierwszemu fałdowaniu w ciągle jeszcze niesprecyzowanym okresie przed górnym dewonem. Geochronologiczne znaczenie opublikowanych dotąd wyników oznaczeń wieku izotopowego skał sowiogórskich, czy to metodą K—Ar (Depciuch, Lis & Sylwestrzak, 1980), czy to metodą Rb—Sr (Zinkiewicz, 1973), jest bardzo niejasne, podobnie jak i ich geologiczna interpretacja.

Pierwsze fałdowanie odbyło się wokół osi horyzontalnych, skierowanych NW—SE, jak się zdaje skutkiem wyboczenia pod wpływem poziomego prostego ściskania. Fałdowany kompleks znalazł się od razu w warunkach P—T, pozwalających na wzrost w skałach metapelitycznych paragenezy Bio—Gr±Kya. Uległ więc on albo szybkiemu, głębokiemu pogrążeniu, albo w całym regionie stopień geotermiczny był wyższy od przeciętnego, albo kompleks sowiogórski znalazł się w strefie wypukłych do góry geoizoterm, w efekcie jakichś procesów wgłębnych, uruchamiających między innymi i samo fałdowanie.

W trakcie fałdowania F_1 lub też jeszcze przed nim, nastąpiło czy też wyraźnie zaznaczyło się obniżenie podłoża fałdowanego kompleksu wzdłuż linii WNW—ESE (subfluencja ku SSW?), odpowiadającej w przybliżeniu dzisiejszej linii LGJ, w efekcie czego powstające, czy też już powstałe, fałdy F_1 uległy obaleniu, położeniu, a nawet przewaleniu w kierunku NE. Odbyło się to pod wpływem nacisku od strony SW (SSW), reprezentującego kinematycznie albo stan jednostronnego, albo mimośrodowego ściskania w płaszczyźnie pionowej. Długotrwałość takiego stanu naprężenia spowodowała, że kompleks — sfałdowany pierwotnie przez wyboczenie — poddany został, w domenie fałdów obalonych i leżących, ścinaniu równoległemu do powierzchni osiowych fałdów F_1 i fałdowaniu z płynięcia. W praktyce polegało to na niejednorodnych przemieszczeniach ścięciowych wzdłuż powierzchni właśnie rozwiniętej penetratywnej, transpozycyjnej foliacji osiowej S_1. W strefach bardziej intensywnej deformacji ścinającej doszło do największych przesunięć

typu nasuwającego. Sfałdowany kompleks pocięty został w ten sposób na tektoniczne kliny.

Proces ów był głęboko zakorzeniony w podłożu fałdowanego kompleksu, gdzie zaczynały się powierzchnie przynajmniej niektórych nasunięć. Wzdłuż nich dochodziło do porwania wyciętych z tego podłoża klinów i tektonicznego wciśnięcia ich w wyższe poziomy skorupy, czyli w ulegający właśnie fałdowaniu i metamorfozie kompleks sowiogórski. W taki to sposób wśród gnejsów, zmetamorfizowanych w facji amfibolitowej, pojawiły się tektoniczne porwaki obcych skał granulitowych i ultrabazytowych, pochodzące z podłoża kompleksu sowiogórskiego lub też z jego partii wciągniętych czy to subdukcją, czy subfluencją (A-subdukcją) w głąb, w strefę bezpośredniego zasięgu oddziaływania płaszcza.

Sam kompleks sowiogórski nie doświadczył nigdy wysokociśnieniowego metamorfizmu, pozostając zawsze w zakresie średnich, a nawet niskich ciśnień wysokotemperaturowego przedziału facji amfibolitowej. Stąd trudno jest w geotektonicznych rekonstrukcjach widzieć go bezpośrednio w jakiejś strefie subdukcji. Dodatkową komplikację stanowi tu fakt stałej kontrolującej obecności linii LGJ i wpływu wywieranego przez nią na tektonometamorficzne wydarzenia rozgrywające się w obrębie kompleksu gnejsowego. Obecność tej linii oznacza zapewne istnienie dwóch bloków czy płyt o różnym poziomie górnych powierzchni, rozdzielonych stromą nieciągłością i zdolnych nie tylko do pionowych, ale i do lateralnych przemieszczeń względem siebie.

Najstarszy metamorfizm (M_1) serii osadowych odbył się w warunkach strefy Bio—Gr±Kya regionalnego metamorfizmu skał pelitycznych. W sowiogórskich skałach tego typu powstawał zespół minerałów Q—Plg—Bio—Gr±Kya, w skałach zaś bogatszych w kwarc i skalenie (zwłaszcza potasowy) wytworzył się zespół Q—Plg—Ksp—Msc—Bio—Gr±Kya. Jest rzeczą charakterystyczną, że mimo tych chemicznych i mineralogicznych różnic wszystkie gnejsy zawierają zawsze granat, choć w różnych ilościach. Minerał ten w obecności obu łyszczyków i kwarcu jest względnie dobrym wskaźnikiem strefy metamorfizmu i przedziału $P—T$, w którym się on odbywał. Drugim powszechnym minerałem akcesorycznym, pozbawionym jednak wskaźnikowego znaczenia, jest apatyt. Ziarna tego minerału spotyka się prawie we wszystkich badanych szlifach mikroskopowych.

Zdecydowanie termiczny, a nie ciśnieniowy, charakter metamorfizmu przejawił się w rozwoju charakterystycznej sacharoidalnej więźby skał sowiogórskich, świadczącej o osiągnięciu w warunkach $P—T—X$ fazy M_1 równowagi teksturalnej i termodynamicznej przez minerały składowe znacznej części owych skał.

Metamorfizm M_1 nakładał się w sposób mimetyczny na już istniejące, sedymentacyjne zróżnicowanie litologiczne skał kompleksu wyjściowego. Drobnoziarniste osady piaszczysto-mułowcowe stały się drobnoziarnistymi gnejsami. Grubiej ziarniste szarogłazy stawały się gruboziarnistymi gnejsami, zachowującymi pierwotną laminację materiałem mniej lub bardziej ilastym w formie drobnego warstewkowania, wzmocnionego dodatkową metamorficzną rekrystalizacją.

Tam, gdzie równowaga nie została osiągnięta, minerały pierwszej paragenezy wykształciły się w ziarna o różnej wielkości, nieregularnych zarysach, zatokowate,

z objawami wzajemnej korozji i metamorficznej dyferencjacji. Taki sam wpływ na więźbę skał sowiogórskich miał stopniowy zanik teksturalnej i termodynamicznej równowagi, zbiegający się generalnie w czasie z fazą D_2. Utrata równowagi nie wiązała się ze zmianą ciśnienia, lecz z pewnym podniesieniem temperatury i istotną zmianą parametru X, oznaczającego tu ogólnie skład i aktywność metamorficznego fluidu. Wiązało się to zapewne ze wzrostem stężenia rozpuszczonych w tym intergranularnym filmie składników. Podwyższona intensywość rozpuszczania tych składników mogła być powodowana różnymi przyczynami — np. ciśnieniem kierunkowym w strefach ciągliwego ścinania wzdłuż powierzchni S_1.

Zmiana parametru X odbywała się w układzie generalnie zamkniętym i wpływała na utratę równowagi istniejącej pomiędzy ziarnami mineralnymi. Ziarna te wskutek aktywnej obecności fluidu rozpoczynały rekrystalizację, powodując przepływ materii w skale, zmierzający do jej metamorficznej dyferencjacji. Przy równoczesnej zmianie także i parametru T dochodziło do jakościowych przeobrażeń składu mineralnego skały. W sposób najbardziej widoczny taka zmiana dotyczyła biotytu, zmuszając go do przekształcania się w syllimanit. Krystalizacja fibrolitu angażowała biotyt i muskowit, kwarc i skaleń potasowy, co prowadziło do znacznej rekrystalizacji skały i istotnych przemian jej mineralnej więźby, dotykających także i składniki stosunkowo bierne w tym procesie, jak plagioklaz i granat. A więc tam, gdzie niewystarczające zmiany X—T nie prowadziły do przeobrażeń jakościowych istniejących zespołów mineralnych, odbywała się rekrystalizacja reorganizująca jedynie więźbę skały.

Owa metamorficzna rekrystalizacja M_2 była generalnie zbieżna w czasie z fałdowaniem F_2. Część zjawisk miała jednak charakter prekinematyczny, większość — synkinematyczny, i pewna część — postkinematyczny w stosunku do F_2. Samo fałdowanie nie miało zasadniczego znaczenia dla procesu fibrolityzacji biotytu, fibrolit rośnie bowiem także i w skałach obszarów nie dotkniętych nim w ogóle, względnie dotkniętych w niewielkim tylko stopniu. Wszelako tam, gdzie dochodziło do krystalizacji fibrolitu w czasie M_2, był on z reguły równoległy do osiowej foliacji S_2.

Fałdowanie F_2 przestrzennie zostało ograniczone do obszaru położonego na NNE od linii LGJ (Fig. 44). Powstałe wtedy makrofałdy stojące, o osiach NE—SW, mają, podobnie jak fałdy F_1, charakter fałdów z wyboczenia, w zasadzie powstających pod wpływem prostego ściskania wzdłuż kierunku NW—SE. Ściskanie takie mogło być (1) spowodowane koniecznością kompensacji niedoboru przestrzeni dla tworzących się fałdów i nasunięć (płaszczowin) F_1 wobec niemożności dalszego ruchu generalnie ku północy, czemu niewystarczająco przeciwdziałały zjawiska osiowego ścinania i nasuwczych przemieszczeń, lub też, co chyba bardziej prawdopodobne biorąc pod uwagę wyraźną zmianę parametrów P—T—X w stosunku do okresu D_1, mogło być (2) wywołane nowymi jakościowo przyczynami geodynamicznymi, z którymi deformacja F_1 nie miała wyraźnego lub w ogóle żadnego związku. W pierwszym przypadku fałdy F_2 nakładałyby się na fałdy F_1 prawie równocześnie, kończąc w ten sposób cały etap fałdowania. W drugim przypadku odległość czasowa faz D_1 i D_2 mogła być nawet dość znaczna. Geometria fałdów F_2 była oczywiście różna, zmienna — od form izoklinalnych po dużo częstsze, otwarte.

Większość obserwowanych w odsłonięciach mezoskopowych fałdów F_2 to fałdki jasnych, kwarcowo-skaleniowych żyłek czy warstewek, często będących fałdami ptygmatycznymi, nie odpowiadającymi zatem kształtem formom makroskopowym. Wyraźne nierzadko pogrubienie ziarna mineralnego w więźbie tych żyłek wskazuje, że pewna część takich fałdków mogła powstać w związku z koniecznością kompensacji zachodzących zmian objętościowych. Zgodność ich osi z osiami makrofałdów świadczy, że tworzyły się one pod kontrolą naprężeń produkujących fałdy F_2. Przeważnie przyczyną rozwoju fałdków ptygmatycznych była mała miąższość takich żyłek w stosunku do fałdowanego ośrodka lub też różnice w lepkości żyłek i owego ośrodka.

Stosunkowo niewielka liczba drobnych fałdków F_2, nieptygmatycznych, sugeruje, że kompleks gnejsowy nie uległ w fazie D_2 silnemu wewnętrznemu sfałdowaniu. Jednakże po przekroczeniu granicznej wartości zginania i spłaszczenia w fałdach F_2 w panujących warunkach metamorficznych dochodziło do transpozycji fałdowanej foliacji $S_1 (= S_0)$, a kierunkowa rekrystalizacja powodowała wyraźny rozwój nowej foliacji osiowej, S_2. Z reguły wystarczało to do rozładowania naprężeń i rzadko tylko dochodziło do dalszego fałdowania z płynięcia. W miejscach przecinania się foliacji S_1 i S_2 powstawała lineacja intersekcyjna, a w odmianach laminowanych tworzyły się kwarcowo-skaleniowe pręty. W innych miejscach rozwijała się lineacja rekrystalizacyjna. Oznaczałoby to, że do jej powstania nie były potrzebne duże naprężenia. Ściskanie w fazie D_2, transmitowane przez cały kompleks sowiogórski, dało zatem powszechną lineację, zaznaczyło się sfałdowaniem bardziej podatnych żyłek kwarcowo-skaleniowych, przy stosunkowo niewielkiej liczbie innych fałdów mezoskopowych, i doprowadziło do rozwoju makrofałdów. Powstanie takich fałdów redukowało naprężenia do poziomu mogącego dawać lineację rekrystalizacyjną, ale nie wymagającego już dalszego intensywnego fałdowania w małej skali.

Linia LGJ nie miała większego wpływu na przebieg fałdowania F_2, poza wyznaczaniem przez nią południowego brzegu rozległego obniżenia strukturalnego, w którym tworzyły się fałdy F_2. Brak przejawów fałdowania F_2 w rejonie położonym na SSW od LGJ wyniknął w głównej mierze ze stojącego charakteru makrofałdów F_1, praktycznie uniemożliwiającego tutaj rozwój poprzecznych fałdów nałożonych, o równie pionowych powierzchniach osiowych, przy generalnie niezbyt wielkich naprężeniach.

Fałdowanie F_3, podobnie jak F_1, zostało zapoczątkowane prostym ściskaniem wzdłuż kierunku NE—SW, dającym fałdy o osiach NW/WNW—SE/ESE. Ta zgodność z kinematycznym obrazem fałdowania F_1 sugeruje, że oba miały zapewne tę samą lub podobną geodynamiczną przyczynę sprawczą. Brak wyraźnej aktywności podłoża fałdowanego kompleksu gnejsowego na linii LGJ sprawiał, że cały kompleks zachowywał się dość jednolicie, ulegając sfałdowaniu w często asymetryczne i przeważnie dysharmonijne fałdy, mające niekiedy charakter fałdów z płynięcia, odbywającego się wzdłuż powierzchni lokalnie penetratywnej foliacji osiowej S_3. Fałdowanie dysharmonijne, tak w skali mezo jak i makro, odbywało się w partiach silniej uplastycznionych wskutek zachodzących w nich przeobrażeń metamorficz-

nych. Niewątpliwie było ono wynikiem różnic reologicznych, prezentowanych w momencie deformacji przez poszczególne warstwy czy też ich pakiety.

To dysharmonijne fałdowanie odzwierciedla dobrze charakter zachodzących równocześnie z fałdowaniem procesów metamorficznych. Miały one charakter migmatytyzacji, polegającej przede wszystkim na metamorficznej dyferencjacji składników skał w układzie zamkniętym. Wniosek taki jest zgodny z opinią Kryzy (1981) co do przyczyn migmatytyzacji w Górach Sowich. Dyferencjacja owa, odbywająca się w czasie F_3 M_3 pod kontrolą tektonicznych naprężeń tej fazy, została zapoczątkowana wcześniej, bo już w fazie D_2. Metamorficzna rekrystalizacja dążąca do osiągnięcia na nowo stanu równowagi pomiędzy minerałami, dalsze powstawanie i ewolucja fibrolitu w kierunku tworzenia nodul i agregatów kwarcowo-syllimanitowych biegły w dużym stopniu niezależnie od wydarzeń tektonicznych, choć niewątpliwie pod ich generalną kontrolą, o czym świadczy choćby fakt wzrostu nowo krystalizujących lub rekrystalizujących minerałów w powierzchniach osiowej foliacji transpozycyjnej S_3. Procesy metamorficzne były natomiast przez te wydarzenia dodatkowo intensyfikowane, zwłaszcza rozpuszczanie i krótkodystansowa migracja składników skały, wyrażająca się ich segregacją. Lokalnie, w miejscach obniżonych lub zanikłych ciśnień kierunkowych dochodziło w fazie M_3 nawet do homofanizacji więźby skały.

Na ogół jednak w fazie F_3 M_3 ani termodynamicznej ani teksturalnej równowagi minerały skał sowiogórskich nie osiągnęły. Po tej fazie cały gnejsowy kompleks został albo przemieszczony w wyższe partie skorupy, albo nastąpiła wyraźna zmiana konfiguracji geoizoterm, w związku z czym temperatura wydatnie się obniżyła. Spadek temperatury w fazie D_4 (niski/średni przedział facji amfibolitowej) bardzo poważnie przyhamował przebieg procesów metamorficznych lub nawet uniemożliwił je zupełnie, co wespół ze zmniejszeniem aktywności metamorficznego fluidu powodowało zanikanie plastycznych własności skał. Były one jeszcze na tyle plastyczne, że mogły ulegać ciągliwej deformacji wzdłuż istniejącej powierzchni foliacji, ale też na tyle już sztywne, że mogły równocześnie ulegać tensyjnemu rozrywaniu.

Tym zmianom środowiska metamorficznego towarzyszyło poważne uaktywnienie się linii LGJ, co w sekwencji strukturalnej notowanej przez skały sowiogórskie zapisane zostało jako faza D_4. Owo uaktywnienie spowodowane było bardzo istotną przemianą reżimu geodynamicznego, jaka zaszła w podłożu kompleksu gnejsowego. Oto dwa bloki tego podłoża przylegające wzajemnie wzdłuż LGJ poczęły się wobec siebie przemieszczać prawostronnym ruchem przesuwczym.

W wyżejległym kompleksie gnejsowym ów prawostronny ruch wywoływał ścinanie pochodne Riedla i prowadził do rozwoju całego zespołu struktur charakterystycznego dla tegoż ścinania. Dzięki bardzo zbliżonej orientacji powierzchni osiowej foliacji S_3 i stromej lub pionowej powierzchni granicznej obu bloków, prawostronne ścinanie drugiego rzędu dokonywało się praktycznie wzdłuż powierzchni tejże foliacji. Ścinanie to w skałach gnejsowych przejawiło się powstaniem wielkiej liczby mikroskopowych, kulisowo ustawionych pasemek mylonitycznych, w których zachodziły ciągliwe przemieszczenia. Tak właśnie stało się w obszarze poło-

żonym na południe od LGJ. Na północ od LGJ, gdzie foliacja ustawiona była generalnie pod dużym kątem do kierunku prawostronnego ścinania Riedla, nie doszło do ścięciowych przemieszczeń, ale do ekstensji drugiego rzędu. Ekstensyjne spękania miały przebieg południkowy i musiały wnikać dość głęboko, gdyż stanowiły one kanały dla pneumatolityczno-hydrotermalnych substancji, krystalizujących jako strome, biegnące N—S pegmatytowe żyły.

Pegmatyty te są niewątpliwym przejawem procesów magmowych rozwijających się równocześnie w głębszych poziomach skorupy — być może anatektycznych, być może związanych jednak z obecnością juwenilnej magmy. Owe zjawiska magmowe, odbywające się raczej poniżej kompleksu sowiogórskiego, względnie u jego spągu, przypuszczalnie mogły być ograniczone tylko do obniżonego bloku podłoża na północ od LGJ, gdyż w zasadzie jedynie w nim występują strome pegmatytowe żyły.

Należy zaznaczyć, że żyły tak zwanych granitów sowiogórskich raczej nie reprezentują skał magmowych, ale są reomorficznie uruchomionymi produktami lokalnych mobilizacji materiału, o odpowiednim (bliskim anatektycznemu) składzie, znajdującego się w stanie ruchliwego mobilizatu, chyba nie tyle w efekcie częściowego nadtapiania, co daleko posuniętej metamorficznej dyferencjacji.

O obecności zjawisk magmowych (magmatyzmu) świadczy krystalizacja kordierytu w NW części Gór Sowich, wywołana czy to zmianą konfiguracji geoizoterm (wypuklenie ku górze), czy też większym strumieniem ciepła. Podwyższona temperatura pozwoliła na wzajemne reakcje wymienne pomiędzy praktycznie wszystkimi składnikami gnejsów, prowadząc do ich znacznej rekrystalizacji i wzrostu kordierytu jako nowego minerału. Ów wzrost temperatury był jednak odczuwalny, jak się zdaje, tylko w północnej części Gór Sowich, a więc na N od linii LGJ. Na północ lub też północny zachód od dzisiejszego obszaru tych gór musiało najprawdopodobniej dojść do podniesienia się magm granitoidowych, względnie ich przemieszczania.

Krystalizacja kordierytu jest w Górach Sowich procesem związanym z ostatnią fazą deformacji skał kompleksu: D_5. Na znacznym obszarze gór powstawały wtedy otwarte fałdy leżące z połogimi powierzchniami osiowymi S_5 i prawie horyzontalnymi osiami, nachylającymi się zazwyczaj ku ESE. Takie fałdy utworzyć się mogły jedynie wskutek grawitacyjnego załamania (ang. *gravity collapse*), wywołanego w skałach o generalnie stojącej foliacji tak ciężarem samych skał, jak i ciężarem znajdującej się nad nimi pokrywy (*cf.* Ramberg & Gosh, 1968; Roberts, 1968). Pionowe naprężenia ściskające (wertykalne skrócenie) rozładowane zostały przez tworzenie się leżących fałdów z wyboczenia, o niewielkich amplitudach, rozprzestrzenionych na całym obszarze Gór Sowich.

W powierzchniach osiowych tych fałdów rozwijają się jednak partie homofanizowane (średni przedział facji amfibolitowej), świadczące o strefowym zanikaniu ciśnienia kierunkowego. Ów rozwój homofanizacji więźby skał, odbywający się pod wyraźną strukturalną kontrolą fałdowania F_5, przy jednoczesnym lokalnym podwyższeniu temperatury (kordieryt w więźbie niektórych gnejsów homofanizowanych) jest dość szczególną cechą kompleksu sowiogórskiego.

Wytłumaczenie owej pozornie paradoksalnej sytuacji jest następujące. Oto cały kompleks sowiogórski, który zdążył już rozpocząć swą orogeniczną wędrówkę

ku górze, został tektonicznie dociążony, najprawdopodobniej wskutek przygniecenia go przez masę przesuwających się nad nim płaszczowin (lub jakąkolwiek inną masę). Po ich przemieszczeniu się doszło do gwałtownego odciążenia kompleksu i w strukturalnych ramach fałdów F_5, utworzonych w efekcie pionowego ściskania, nastąpiło raptowne rozluźnienie naprężeń, „załamanie" się istniejących struktur kierunkowych oraz rekrystalizacja minerałów na grube, perliste ziarna. Sądząc po generalnie południowych zapadach powierzchni osiowych fałdków F_5, można by przypuszczać, że suponowany ruch płaszczowin odbywał się, generalnie rzecz biorąc, z południa ku północy. Zarówno nierównomierne obciążenie masą płaszczowinową, jak i niejednorodne ustępowanie skał pionowemu naprężeniu ściskającemu powodowały zapewne nieco zmienną orientację połogich powierzchni S_5, przy zachowaniu stałości kierunku osiowego fałdów F_5.

Nagłe dociążenie i czasowe przykrycie kompleksu sowiogórskiego wyjaśniałoby też fakt, dlaczego strukturom $F_5L_5S_5$ fazy D_5 towarzyszyły silniejsze przeobrażenia metamorficzne (strefowa rekrystalizacja minerałów równolegle do powierzchni osiowych S_5, lineacja mineralna itd.) niż strukturom fazy D_4. Ta ostatnia odbywała się bowiem w relatywnie niższej temperaturze niż fałdowanie F_5, które wiązało się z podwyższonym nieco gradientem geotermicznym dzięki tektonicznemu przykryciu dodatkową pokrywą, oraz z zachodzącymi równocześnie, w sąsiedztwie Gór Sowich, procesami magmowymi. Kompleks sowiogórski znajdował się przez pewien okres fazy D_5 pod termiczną osłoną przesuwających się mas płaszczowinowych.

Biorąc pod uwagę powyższe zależności wydaje się, że ta horyzontalna tektonika wiązała się czasowo z rodzeniem się i przemieszczeniami hercyńskich magm granitoidowych.

Powierzchnie osłabień, założone w skałach kompleksu sowiogórskiego w czasie fazy D_4, przy naprężeniach związanych z działaniem ścinania Riedla, przeżyły fazę D_5 i ujawniły się w trakcie podnoszenia się kompleksu ku górze jako przede wszystkim południkowo biegnące spękania. Orientacją swą naśladowały one głównie stare strefy tensyjnych osłabień. Okres ujawniania spękań wiązał się zapewne z okresem górnego dewonu i dolnego karbonu, kiedy to dochodziło do rozmywania wyższych poziomów kompleksu sowiogórskiego, dostarczającego w tym czasie detrytycznego materiału do depresji Świebodzic (Gunia, 1968; Porębski, 1981).

Na zakończenie należy powiedzieć, że jak dotąd taka właśnie zależność depresji Świebodzic i Gór Sowich stanowi o jedynym nie budzącym wątpliwości kontakcie bloku sowiogórskiego z jednostkami sąsiednimi. W chwil obecnej równie trudno jest czynić porównania na przykład pozycji kordierytu w gnejsach Gór Sowich z pozycją kordierytu i andaluzytu z obszaru granicznego bloku sowiogórskiego i strefy Niemczy, łączonej przez Dziedzicową (1979, 1981) z waryscyjskim magmatyzmem granitoidowym, jak i decydować o związku bezgranatowych zserpentynizowanych ultramafitów, występujących w Górach Sowich, z otaczającym blok wieńcem skał zasadowych i ultrazasadowych, należących do asocjacji ofiolitowej (Majerowicz, 1981). Choć więc zebrane dotychczas dane o geologii Gór Sowich pozwalają już na czynienie pewnych porównań i odniesień do ich geologicznego sąsiedztwa, to

z pełną analizą pozycji całego bloku sowiogórskiego w sudeckiej mozaice trzeba się jednak wstrzymać do czasu zakończenia nowych badań strukturalnych w skałach przedsudeckiej części tegoż bloku.

LITERATURA CYTOWANA — REFERENCES

August, C. & Kryza, R., 1979. Syllimanit w gnejsach i migmatytach bloku sowiogórskiego. Sillimanite in gneisses and migmatites of the Góry Sowie block (Sudetes). *Geol. Sudetica* 14 (2): 142–152.

Bakun-Czubarow, N., 1981. Ultrabasic rocks in granulites of the Góry Sowie Mts. Block. In: W. Narębski (ed.), *Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif.* Zentr. Inst. Erde, Potsdam, pp. 79–86.

Bederke, E., 1929. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. Geol. Paläont.*, VII/23: 429–524.

Bederke, E., 1934. Sudetenland und Eulengneisproblem. *Veröff. Schles. Ges. Erdk.*, 21: 351–366.

Berthelsen, A., 1960. Geology of Tovqussap Nunâ. *Meddr. Grønland*, 123: 1–226.

Bryant, B. & Reed, J. C., 1969. Significance of lineation and minor folds near major thrust faults in the southern Appalachian and the British and Norwegian Caledonides. *Geol. Mag.*, 106: 412–429.

Cipriani, C., Sassi, F. P. & Scolari, A., 1971. Metamorphic white micas: definition of paragenetic fields. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 51: 259–302.

Dathe, E., 1904a. *Geologische Karte von Preussen* 1:25 000. *Blatt Langenbielau.* Berlin.

Dathe, E., 1904b. *Geologische Karte von Preussen* 1:25 000. *Blatt Rudolfswaldau.* Berlin.

Depciuch, T., Lis, J. & Sylwestrzak, H., 1980. K-Ar ages of the Owl Mts. gneiss raft. *Acta Geol. Polon.*, 30: 501–517.

Dziedzic, H., 1979a. Zarys budowy geologicznej wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich. An outline of geology of the region east of the Sowie Góry gneissic block. In: T. Gunia (ed.), *Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego.* Wyd. Uniw. Wrocł., Wrocław, pp. 43–53.

Dziedzic, H., 1979b. Deformacja i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich. Deformation and metamorphism in the region east of the Sowie Góry gneissic massif. In: T. Gunia (ed.), *Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego.* Wyd. Uniw. Wrocł., Wrocław, pp. 53–61.

Dziedzic, H., 1981. Deformation and metamorphism in the region east of the Sowie Góry gneissic massif. In: W. Narębski (ed.), *Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif.* Zentr. Inst. Erde, Potsdam, pp. 146–153.

Earle, M. M., 1980. A note on the relationship between inclined isothermal surfaces and subduction-zone metamorphism. *Tectonophysics*, 68: 313–324.

Escher, A. & Watterson, J., 1973. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22: 223–231.

Evans, B. W., 1965. Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Sci.*, 263: 647–667.

Finckh, L., 1924a. *Geologische Karte von Preussen* 1:25 000. *Blatt Charlottenbrunn.* Berlin.

Finckh, L., 1924b. *Geologische Karte von Preussen* 1:25 000. *Blatt Reichenbach.* Berlin.

Grocholski, W., 1958. The tectonic zone of south-west margin of the Sowie Góry. *Bull. Acad. Pol. Sci., sèr. sci. chim. géol. géogr.*, 6: 689–694.

Grocholski, W., 1961. Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich. Tectonics of the south-western border of the Sowie Mts. *Stud. Geol. Polon.*, 8: 1–78.

Grocholski, W., 1964. Drobne struktury masywu górskiego Wielkiej Sowy. Minor structures of the Wielka Sowa Massif. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34: 509–542.

Grocholski, W., 1966. Niektóre nowe wyniki badań geologicznych w Górach Sowich. Some new

results of geologic investigations in the Sowie Góry Mts. In: *Z Geologii Ziem Zachodnich.* Wrocław, pp. 85—100.

Grocholski, W., 1967a. Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. *Geol. Sudetica,* 3: 181—249.

Grocholski, W., 1967b. Gnejsy sowiogórskie w świetle badań strukturalnych. The Sowie Góry gneisses in the light of structural studies. *Rocz. Pol. Tow. Geol.,* 37: 291—300.

Grocholski, W., 1969. Mezostruktury obszaru gnejsów sowiogórskich na Przedgórzu Sudeckim. Mezostructures of the Sowie Góry gneisses in the Foreland of the Sudetes Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.,* 39: 651—674.

Grocholski, W., 1975. Zagadnienia petrologiczne i tektoniczne gnejsów sowiogórskich. In: *Przewodnik XLVII Zjazdu PTG, Świdnica 1975.* Wyd. Geol., Warszawa, pp. 109—127.

Guidotti, C. V. & Sassi, F. P., 1976. Muscovite as petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb., Miner. Abh.,* 127: 97—142.

Gunia, T., 1968. Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzic. On the fauna, stratigraphy and conditions of sedimentation of the Upper Devonian in the Świebodzice depression (Middle Sudetes). *Geol. Sudetica* 4: 115—220.

Gunia, T., 1981. Mikroflora z paragnejsów Gór Sowich. Microflora from the paragneisses of Sowie Mts (Upper Pre-Cambrian, Sudetes). *Geol. Sudetica,* 16 (2): 7—21.

Gunia, T., 1983. Mikroflora z drobnoziarnistych paragnejsów okolic Jugowic (Góry Sowie — Sudety). Microflora from the fine-grained paragneisses of the Jugowice vicinities. *Geol. Sudetica,* 18 (1): 7—17.

Gunia, T., 1984. Problem wieku gnejsów i migmatytów Gór Sowich (Sudety) w świetle nowych badań. Problem of the age of gneisses and migmatites from the Sowie Góry Mts (Sudetes) in the light of new investigations. *Čas. Slez. Muz. Opava* (A), 33: 263—274.

Hentschel, H., 1943. Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneissen des Eulengebirges (Schlesien). *Miner. Petr. Mitt.,* 55: 1—136.

Jamrozik, L., 1981. Tectonic position of ultrabasite-basite massifs surrounding the Góry Sowie Mts. block. In: W. Narębski (ed.), *Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif.* Zentr. Inst. Erde, Potsdam, pp. 86—95.

Juskowiak, O. & Ryka, W., 1960. Uwagi o granulitach z okolic Zagórza Śląskiego i Bystrzycy Górnej. Notes on granulites from vicinity of Zagórze Śląskie and Bystrzyca Górna (Sowie Mts). *Kwart. Geol.,* 4: 291—310.

Kalkowsky, E., 1878. *Die Gneissformation des Eulengebirges.* Habilitationsschrift. Univ. Leipzig, Leipzig.

Kossmat, F., 1925. Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirgen Sachsen und der Sudetenländer. *Zentr. Min. Petr. Abt.,* 11: 348—358.

Kryza, R., 1977. Pegmatyt z kordierytem w serpentynitach okolic Lubachowa (Góry Sowie). Cordierite-bearing pegmatite in serpentinites of the environs of Lubachów (Sowie Góry Mts., Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.,* 47: 247—263.

Kryza, R., 1981. Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes. *Geol. Sudetica,* 14 (1): 7—100.

Majerowicz, A., 1979. Grupa górska Ślęży a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów. The Ślęża Mountain group versus recent petrological problems of ophiolites. In: T. Gunia (ed.), *Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego.* Wyd. Uniw. Wrocł., Wrocław, pp. 9—34.

Majerowicz, A., 1981. Rock series of the Ślęża Mt. group in the light of petrologic studies of ophiolitic complexes. In: W. Narębski (ed.), *Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif.* Zentr. Inst. Erde, Potsdam, pp. 172—199.

Mehnert, K. R., 1971. *Migmatites and the origin of granitic rocks.* Elsevier, Amsterdam, 400 pp.

Morawski, T., 1963. *Uwagi petrologiczne o tzw. ortognejsach na obszarze arkusza Walim (Góry Sowie).* Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol., Wrocław (maszynopis — unpublished), 38 pp.

Morawski, T., 1973. The Sowie Góry area and its petrological problems. In: K. Smulikowski (ed.),

Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie. XV-e Session de l'AZOPRO. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 44–58.

Orłowski, R., 1983. *Granulity Gór Sowich — studium petrologiczne.* Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Warszawa (praca doktorska, niepublikowana —unpublished).

Pacholska, A., 1978. Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich. On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block. *Geol. Sudetica*, 13 (2): 41–63.

Pin, C. & Vielzeuf, D., 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93: 47–74.

Polański, A., 1955. Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich. On the metamorphism of crystalline formations of the Sowie Góry Mts (Middle Sudetes). *Arch. Miner.*, 18: 211–284.

Porębski, S. J., 1981. Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie). Świebodzice succession (Upper Devonian–Lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex. *Geol. Sudetica*, 16 (1): 101–192.

Ramberg, H., 1963. Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 42: 1–97.

Ramberg, H. & Gosh, S. K., 1968. Deformation structures in the Hovin group schists in the Hommelvik–Hell region. *Tectonophysics*, 6: 311–330.

Ramsay, J. G., 1958. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire, *Quart. J. Geol. Soc. London*, 113: 271–307.

Ramsay, J. G., 1962. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *J. Geol.*, 70: 466–481.

Ramsay, J. G., 1967. *Folding and fracturing of rocks.* McGraw-Hill, New York, 568 pp.

Roberts, D., 1968. Tectonic features of an area NE of Hegra, Nord-Tröndelag, and their regional significance. *Norges Geol. Undersökelse*, 255: 10–20.

Sachanbiński, M., 1973. Mineralizacja apatytowa z Bystrzycy Górnej (Sowie Góry). *Prz. Geol.*, 7: 401–402.

Sanderson, D. J., 1973. The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16: 55–70.

Scheumann, K. H., 1937. Metatexis und Metablastesis. *Miner. Petr. Mitt.*, 48: 402–412.

Skjernaa, L., 1975. Experiments on superimposed buckle folding. *Tectonophysics*, 27: 255–270.

Smulikowski, K., 1952. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations in the Sudeten Mountains. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21: 67–124.

Smulikowski, K., 1973. Ultramafites de la Basse Silésie. In: K. Smulikowski (ed.), *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie.* XV-e Session de l'AZOPRO. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 20–29.

Smulikowski, K. & Bakun-Czubarow, N., 1969. Corundum-bearing eclogite amphibolite forming a loaf-shaped inclusion in the granulites of Bystrzyca Górna (Sowie Góry, Middle Sudetes, Poland). *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. de la Terre*, 17: 1–6.

Smulikowski, K. & Bakun-Czubarow, N., 1973. Ultramafic rocks included in the granulites near the railway station Bystrzyca Górna. In: K. Smulikowski (ed.), *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie.* XV-e Session de l'AZOPRO. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 205–206.

Streckeisen, A., Wenk, E. & Frey, M., 1974. On steep isogradic surfaces in the Simplon area. *Contr. Miner. Petr.*, 47: 81–95.

Suess, F., 1926. *Intrusionstektonik und Wandertektonik im varistischen Grundgebirge.* Spec. Pap., Berlin, 268 pp.

Tchalenko, J. S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81: 1625–1640.

Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks. *Am. J. Sci.*, 276: 425–454.

Turner, F. J. & Weiss, L. E., 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites.* McGraw-Hill, New York, 545 pp.

Wajsprych, B., 1978. Allochtoniczna pozycja utworów ordowiku, syluru i dewonu w Górach Bardzkich (Sudety, wizen). Allochtonous nature of Ordovician, Silurian and Devonian rock-sequences of the Bardzkie Mts. (Sudetes, Visean). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 99–127.

Whitten, E. H. T., 1969. *Structural geology of folded rocks.* Rand McNally, Chicago, 678 pp.

Williams, G. D., 1977. Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrusting processes in Laksefjord, Finnmark. *Tectonophysics*, 48: 29–40.

Winchester, J. A., 1974. The three-dimensional pattern of polyphase metamorphism in the Moinian assemblage of northern Ross-shire, Scotland. *J. Geol.*, 82: 637–649.

Winkler, H. G. F., 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer, New York, 237 pp.

Zinkiewicz, J., 1973. Wyznaczanie wieku bezwzględnego skał metodą rubidowo-strontową. *Prz. Geol.*, 5: 251–254.

Znosko, J., 1981. The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. In: W. Narębski (ed.), *Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif.* Zentr. Inst. Erde, Potsdam, pp. 3–28.

Żelaźniewicz, A., 1979. Preliminary notes on structural features of the gneissic complex in the central part of the Sowie Góry, Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. de la Terre*, 26: 191–201.

Żelaźniewicz, A., 1984a. Uwagi o genezie syllimanitu z Gór Sowich. Remarks on the origin of sillimanite from the Góry Sowie, Sudetes, SW Poland. *Geol. Sudetica*, 19 (1): 101–119.

Żelaźniewicz, A., 1984b. On the position of cordierite in rocks of the Sowie Góry Mts (Sudetes, SW Poland). *Bull. Acad. Pol. Sci., Earth Sci.*, 31: 65–74.

Żelaźniewicz, A., 1985. Granulitic inliers amidst a gneissic/migmatitic complex of the Owl Mts, Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 35: 157–171.

Summary

TECTONIC AND METAMORPHIC EVOLUTION OF THE SOWIE GÓRY, SUDETES MTS., SW POLAND

Andrzej Żelaźniewicz

INTRODUCTION

The Góry Sowie Mts. represent mountainous, southwestern part of a larger geological unit, situated centrally in the Sudetes, usually referred to as the Góry Sowie gneissic block (Fig. 1). The triangular block, bordered by faults on all three sides, is presently surrounded by medium and low grade metamorphics, gabbro-serpentinite massifs of an ophiolite assemblage, and sedimentary basins containing various parts of Palaeozoic marine and paralic succession (Fig. 1).

Because of the tectonic boundaries, there is no direct and obvious relationship between the block and adjacent units, except for the Świebodzice depression which was fed with very coarse debris delivered by the uplifting gneissic complex at an end of the Devonian (Gunia, 1968; Porębski, 1981). That is why the old notion assuming that the Góry Sowie block represents a disrooted basement fragment, far-travelled as a huge compact mass during Variscan tectogenesis (Kossmat, 1925; Suess, 1926), has been recently revived by various authors (Znosko, 1981). Whether following, or not, the metamorphic nappe concept, there is no doubt that the detailed knowledge on both internal structure and metamorphic evolution of the gneissic complex is essential for any interpretation of its geotectonic position in the Variscan Europe.

The Góry Sowie Mts. are built of Upper Proterozoic (Gunia, 1981, 1984) pelitic and graywacke sediments which were subjected, before the late Devonian, to five episodes* of tectonic deformations under varying $P-T-X$ conditions of medium and high grade metamorphism of the Barrovian type.

Earlier studies were focused separately either on tectonic and structural (Grocholski, 1961, 1964, 1966, 1967, 1969, 1975) or metamorphic problems of the Sowie Góry gneissic complex (Polański, 1955; Juskowiak & Ryka, 1960; Morawski, 1973; Kryza, 1981). That is why, the present author attempts to outline jointly the tectonic and metamorphic history of this complex.

Field work, lying at a base of this study, was done during the geological mapping of 250 km^2 large area at a scale of 1:10000, conducted by the author in 1977—1980, under financial support from the Polish Academy of Sciences (Research Project MR I—16).

LITHOLOGY

The Sowie Góry Mts. are composed mostly of pelitic and much less commonly by quartzofeldspathic gneisses, with subordinate amounts of amphibolites, serpentinites, and granulites (Fig. 2), and very scarce presence of small, unmappable lenses of marbles and calc-silicate rocks.

Following Kryza (1981), the present author distinguished several varieties of the Sowie Góry gneisses on purely textural ground, the only way allowing one to tell the varieties from one another in the field. The gneisses are generally composed of Q, Plg (An_{15-30}), Bio, with varying amounts of subordinate Sil, Crd, Ksp, Msc, and accessoric Gr, Kya, Zr, opaques. The subordinate minerals appear in the rocks regardless of their textural features. Ksp and Msc locally become also the rock-forming minerals. The presence of the subordinate minerals, however, is not obvious in many cases until the rock is studied with microscope. That is why the mineralogical criterion is of no use during field work and mapping.

Layered gneiss is a coarse-grained rock, possessing characteristic, more or less regular layering of dark and light material even 1 cm thick; light layers being composed mostly of quartz and feldspars, dark layers — abundant in biotite.

Laminated scale gneiss is a medium or fine-grained rock displaying discrete, though irregular, light quartzofeldspathic lamination; the light laminae are not thicker than 5 mm and their spacing varies widely from few millimetres to several centimetres.

Scaly gneiss is a fine-grained rock with well developed foliation but lacking any distinguishable lamination or layering.

The term *flaser gneiss* refers to gneisses also lacking lamination or layering but displaying the presence of more or less distinct streaks of different composition; these rocks are well foliated and have medium or coarse mineral grains.

* The latest Rb—Sr and U—Pb data suggest that four of those episodes (D_2-D_5) took place in the Devonian; details in the article *Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, southwestern Poland : evidence from Rb—Sr and U—Pb isotopic studies*, Ann. Soc. Geol. Polon., 1988, vol. 58, no. 1—2,

The above mentioned rocks represent four principal, mappable varieties of the Sowie Góry gneisses which can be easily and unmistakably identified in the field.

The other two mappable varieties, namely *augen gneiss* and *aplitoid gneiss*, are much less common. Augen gneiss contains augens occurring randomly in the matrix of coarse or medium-grained layered or flaser gneisses, usually enriched in microcline. The augens are subautomorphic, mono- (microcline) or polymineral.

Aplitoid gneiss is a quartzofeldspathic rock, pinkish or yellowish, poorly foliated, with scarce muscovite and no biotite. Its grain size is highly variable, which gives occasionally leucogranitic or pegmatitic varieties of this rock.

Homophanized (homophanous *sensu* Sederholm, *fide* Mehnert, 1971) *gneiss* is a common though not texturally independent category of the Sowie Góry rocks. It is produced by a variously advanced static recrystallization of different textural types of the gneisses, mostly of layered and flaser varieties. Characteristic of this granitoid-looking rock is the presence of roundish, pearl-like feldspar grains, mainly plagioclase (An_{20-30}).

Detailed petrographic descriptions of the aforementioned mappable varieties of the Sowie Góry gneisses as well as others, too scarce to be shown on the map, can be found in Kryza (1981).

Migmatites have not been distinguished as an independent variety of the Sowie Góry rocks. Although those rocks often display some migmatitic character, it is always possible to recognize their original gneissose nature and identify a parent gneiss. Therefore, on the map (Fig. 2) only gneisses are shown, the more so that during mapping migmatites cannot be told from the gneisses.

Basic rocks in the Sowie Góry are represented by *amphibolites* and poorly investigated *hyperites*. Amphibolites are composed of greenish hornblende and andesine, accompanied by varying amounts of accessoric quartz, garnet, diopsidic pyroxene, carbonates, biotite, sphene, apatite, and ores (Morawski, 1973). They display grano- or diablastic structure. Hyperites are medium-grained rocks, often with ophitic texture, consisting of labradorite, olivine, hypersthene, and diopsidic augite, with complex coronas developed around olivine and hypersthene (Morawski, 1973). Hyperites become transformed into dia- or granoblastic amphibolites, made of green hornblende and andesine, with secondary diopside and atoll garnet.

There are two types of *serpenitinized ultramafites* in the Sowie Góry area. Those associated with granulites were studied by Smulikowski and Bakun-Czubarow (1969, 1973) and Bakun-Czubarow (1981). They represent garnet and spinel-bearing peridotite and pyroxenite of the upper-mantle provenance. The other serpentinites, encountered locally throughout the Sowie Góry, are garnet-free and still waiting for closer examination.

Granulites are known from three small occurrences in the northern part of the Góry Sowie (Fig. 2). These are fine-grained rocks composed of quartz, oligoclase, K-feldspar, garnet, and kyanite, with accessoric rutile, apatite, zircon, opaques. They show two textural varieties. One of them is represented by a non-foliated granoblastic evenly grained rock, the other — by perfectly foliated rock with ribboned quartz and directionally arranged kyanite and garnet that becomes biotitized (Żelaźniewicz, 1985).

STRUCTURAL SEQUENCE

Phase D_1

The earliest folds, F_1, are tight and isoclinal, striking originally in NW—SE direction. They folded lithological boundaries, S_s, being mimetically followed by the first metamorphic foliation and lamination, S_0. Parrallel to their axial planes, new penetrative foliation S_1 developed. Because there is no mineralogical difference between S_0 and S_1 surfaces, it is suggested that the metamorphic minerals defining both the foliations grew concurrently at M_1, in part crystallizing mimetically along the just folded planes of the primary stratification, in part following the axial planes to F_1 folds. In that way, these minerals jointly constituted the earliest metamorphic fabric, F_1 M_1, of the Sowie Góry gneisses, being developed under conditions of garnet±kyanite zone of regional metamorphism which had accompanied the F_1 folding.

The M_1 metamorphism produced some characteristic mineral assemblages in metapelitic rocks:

Q+Plg+Bio+Gr±Kya,
Q+Plg+Bio+Msc+Gr±Kya,
Q+Plg+Bio+Ksp+Msc+Gr±Kya,

and in much less common quartzofeldspathic varieties:

Q+Plg+Ksp+Msc+Gr,
Q+Plg+Ksp+Msc+Bio+Gr.

Amphibolites developed assemblage embracing Hrb+Plg(And)±Gr. In all the rocks apatite and zircon appeared at that time.

Consequently, in the D_1 phase (F_1 M_1) there were produced both basic mineral assemblages of the Sowie Góry rocks and principal elements of their mineral fabrics.

Parallel to F_1 fold axes, intersection lineation S_0/S_1 developed as well as mineral lineation L_1 defined by directional arrangement of mineral grains. The L_1 mineral lineation is quite common in the Sowie Góry gneisses, which seems to suggest uniform distribution of tectonic stresses controlling its development. Apparently the whole gneissic complex was subject to F_1 folding on both mesoscopic scale, which is recorded in the exposures, and macroscopic scale, which is evidenced by outcrop pattern seen on the geological map (Fig. 2). Characteristic of F_1 axes and L_1 lineation is their stable spatial orientation. Over most of the Sowie Góry area they strike persistently in the NW—SE direction (Fig. 3), and their steep plunges are due to later refoldings and related rotations of S_1 foliation planes.

Phase D_2

The D_2 phase produced fairly diversified set of folds (Fig. 4). Large-scale F_2 folds are, however, usually tight and much more uniform than the small-scale ones. They strike generally in the NE—SW direction, conforming L_2 lineation.

The L_2 lineation is represented by intersection lineation S_0, S_1/S_2 that is manifested in the layered gneisses by quartzofeldspathic rodding (Fig. 5). Besides, the L_2 lineation is also expressed by directional arrangement of mineral grains, including fibrolite as a new mineral of D_2 phase.

Spatial orientation of F_2L_2 linear structures and S_2 foliation planes is variable, being highly dependent on the superimposed foldings — mostly F_3 and F_5 ones. Wherever the latter foldings were weak or insignificant, the F_2 folds were then upright, plunged shallowly to SW or NE, and had vertical axial foliation running in the NE—SW direction. Generally, however, F_2L_2 structures (Fig. 3B) and S_2 axial planes (Fig. 6B) are widely scattered because of their refolding.

The S_2 axial plane foliation is a composite transposition structure (Fig. 5). Thus it displays features of the transposed foliation $S_0 = S_1$ as well as new features acquired during the D_2 phase. Recognition of the earlier foliation depends on the degree of such a transposition (Figs. 7 and 8) and becomes impossible if mineral assemblages determining the two foliation sets are identical and there are no s_i inclusions.

In gneisses of the sillimanite zone, one of the characteristic mineralogical features of the S_2 foliation is the presence of fibrolite mats growing without obvious concomittant quartz recrystallization (Fig. 8). Such a fibrolite develops at the expense of biotite, from which it is being transformed through transitional chlorite or muscovite stage. Among products of the fibrolitization process are opaques (mostly ilmenite) and frequently K-feldspar (Żelaźniewicz, 1984a). In that way, the F_2 M_2 fabric of metapelitic gneisses becomes enriched, with respect to the F_1 M_1 one, in new minerals, namely: stable sillimanite and K-feldspar, unstable muscovite and chlorite. Appearance of these minerals introduces disequilibrium into the rocks and obviously induces their substantial recrystallization and changes in their mineral fabrics.

Phase D_3

F_3 folds, on all scales, are often characteristically asymmetrical and dysharmonic (Fig. 9). They are the most frequently met folds in southern part of the Sowie Góry, both in exposures and in the outcrop pattern visible in the map (Fig. 2). The F_3 folds plunge rather shallowly to SE (Fig. 3). Their axial planes, S_3, dip at various angles southwesterly or northeasterly (Fig. 6B).

L_3 lineation spatially conforms F_3 fold axes, being partly represented by intersection lineation, and mostly by mineral, recrystallizational lineation.

S_3 axial foliation represents a transposition structure. Its new characteristic feature is the presence of flattened quartz-sillimanite nodules and aggregates that developed under structural control of F_3 folding (Fig. 10). Such bimineral aggregates flattened in S_3 planes appear to represent the end stages of sillimanite evolution in the Sowie Góry rocks. The aggregates contain fibrolite that crystallized in D_3 (F_3 M_3) phase as well as fibrolite produced earlier (D_2) and now being only recrystallized (Fig. 29). In some places one can observe gradual transformation of quartz-felds-

par-sillimanite rods L_2 into S_3 nodules following L_3 lineation (Fig. 11). In a sequence of thinly alternating layered and scale gneisses, recrystallization of that type is usually confined to the layered variety. This suggests that the fine-grained scale gneiss is much less susceptible to metamorphic reconstitution.

Phase D_4

F_4 folds are only of mesoscopic dimensions, open, often asymmetric, with interlimb angle amounting 90° (Fig. 13). Axes of F_4 folds plunge steeply or vertically, and their axial planes are characteristically vertical, running in the N—S direction. F_4 folding was accompanied by no or very weak mineral recrystallization, taking place apparently in conditions more brittle and less ductile than those of the prior deformations of the Sowie Góry rocks.

S_4 vertical axial fractures were intruded by pegmatites (Fig. 12), producing several tens of centimetres thick veins. The pegmatites are composed of Q—Ksp—-Plg—Msc—Bio, with accessoric Tour, Gr, Ap, and sporadic presence of other minerals (*cf.* Kryza, 1981). Emplacing pegmatites followed extensional fractures parallel to S_4 axial planes. Hence, there is an obvious interrelationship of F_4 folding, pegmatite veining, and tensional jointing.

In some places, the axial pegmatite veins are cut obliquely by vertical shear zones striking NW—SE. The shearing was associated with a production of stretching lineation (Fig. 14) due to lateral dextral movement.

The above-mentioned observations allow one to infer a kinematic pattern of the D_4 phase (Fig. 15). It is interpreted that all the D_4 features represent secondary structures resulting from Riedel shears which developed as a consequence of operation of primary horizontal dextral couple in the basement of the Sowie Góry gneissic complex.

The low-angle set of the Riedel shears was roughly parallel to generally vertical, NW—SE running foliation planes in southern part of the Góry Sowie. Thus, in that area, the planes were taken over by secondary shearing which gave rise to microscopic ductile mylonitic belts, arranged in dextral, *en echelon* manner in some tens to some hundreds of metres wide shear zones (Fig. 12).

The mylonitic belts are defined by narrow strips of both comminuted and ductile deformed mineral grains (Fig. 16; Pls. I, II), being parallel to the dominant foliation. Individual belts can be up to several tens of millimetres long and 0.01—2.0 mm wide. Their spacing and distribution throughout the deformed rock (Fig. 17) vary according to the intensity of the deformation, and recognizable displacements range from 0.05 to 1.5 mm.

In more intensely deformed domains two sets of mylonitic foliation were being developed (Figs. 18, 19), which eventually resulted in an anastomosing foliation pattern (Pl. II). This microscopic pattern is much similar to that shown by the large-scale arrangement of the ductile shear zones in the southern part of the Sowie Góry (Figs. 12, 20), which suggests the identical deformational history for structures of both the scales.

The D^4 ductile shearing was penetrative within the limits of shear zones delineated in Fig. 12. In southern part of the Góry Sowie, where these zones were developed with NW—SE striking foliation (Fig. 6), there are no pegmatite veins (Fig. 12) and mesoscopic extensional features are lacking either. In northern part, with roughly W—E running foliation (Fig. 6), pegmatite filling of extensional fractures was relatively abundant (Fig. 12). Also steeply or vertically plunging F_4 folds are commoner in this region. Their asymmetry seems to be controlled by orientation of foliation planes prior to D_4 phase (Figs. 6, 12, 21).

Apparently such an interchanging distribution of the ductile shear zones and pegmatite veining also suggests that the spatial position of the dominant foliation influenced the way in which the gneissic complex yielded to D_4 strain imposed on it by operation of the horizontal dextral primary couple in basement terranes beneath the complex. Small angle between the foliation strike and direction of the operating couple promoted shearing in the cover gneisses, which conformed the low-angle set of the Riedel shears, while greater angles over the remaining area led to the failure and development of secondary tensional fractures.

Steep or vertical dips and meridional strikes are characteristic in the Sowie Góry not only of the pegmatite veins but also of the majority of joints recorded by rocks of the gneissic complex (Fig. 22). Of a few joint sets only the N—S one appears in rocks over the entire area. These steep, meridionally running joints are rather irregular and short, with rough walls lacking any tectoglyphs, which suggests their tensional origin. The striking spatial conformity of the joints with the pegmatite veins and S_4 axial planes (Figs. 12, 22) suggests that most of joints were introduced into the rocks as planes of weaknesses yet in the D_4 phase characterized by kinematic pattern depicted in Fig. 15.

Some of these joints became open at once, giving way for pegmatite intrusions. Most of them, however, began to open later, after D_5 phase, during uplift of the Sowie Góry tectogene toward the surface. The opening joints followed, kept in the memory of rocks, the pattern of planes of weaknesses produced by the D_4 phase stresses.

Phase D_5

F_5 folds are characteristically open and recumbent, with small amplitudes but diversified geometry (Fig. 23). Most of them are asymmetric, displaying northern vergence. The F_5 folds plunge very gently toward ESE or WNW, rarely to other directions (Fig. 24). Also their axial planes, though dipping in various directions, mostly eastsoutheasterly, are rather subhorizontal (Fig. 25). The S_5 axial planes are not seldom underlined by uneven fractures or glide surfaces. F_5 folds display constant asymmetry in spite of various orientation of S_5 planes, and no conjugate features can be found.

F_5 folds of macroscopic dimensions are greatly responsible for varying dips, steep or gentle, of the dominant foliation planes.

Very characteristic feature of F_5 folds is the homophanization of gneisses de-

veloped parallel to their axial planes (Fig. 26). Such a relationship indicates that the process was structurally controlled by the F_5 folding.

Homophanization must have been connected with a stress relaxation following the F_5 folding that had been produced by a gravity collapse (*cf.* Ramberg & Gosh, 1968). Rapid cessation of the directional and decrease of the confining pressures promoted random, static recrystallization, taking place in the previously strained domains of F_5 fold structures. The homophanized gneisses acquired characteristic pearl-like graining, manifested mostly by rounded, equidimensional plagioclase blasts.

In the homophanized gneisses of northern part of the Sowie Góry there appears cordierite (Fig. 50) evidencing some rise in temperature (*cf.* Kryza, 1977; Żelaźniewicz, 1984b). Gneisses of the southern part maintained their previous mineral assemblage including Q, Plg, Ksp, Msc, Bio, and Gr. Nebulites are encountered over the whole region (Figs. 2, 24), thus confirming the notion that temperature could by no means control homophanization of the Sowie Góry gneisses. Consequently, the temperature rise recorded by rocks in the northern area was local and in no way related to the homophanization.

EVOLUTION OF MINERAL FABRIC IN GNEISSES AND MIGMATITES — TEXTURAL ANALYSIS

The Sowie Góry gneisses, irrespective of their textural variations, show two main types of mineral fabric. The first type is a saccharoidal granoblastic fabric represented by equant mineral grains, especially of felsic minerals (Fig. 27; Pl. III: 1, 2, 4). Straight grain boundaries, with no signs of mutual reactions, evidence low interfacial energy configuration and indicate textural as well as chemical equilibria. Such equilibria are often displayed by minerals of a Q—Plg—Bio—Gr paragenesis.

The second type is a disequilibrium fabric, represented by more or less irregular, embayed, unequant mineral grains, showing various signs of mutual reactions, and having inclusions and intergrowths (Pl. III: 3, 5, 6). Gneisses of this type of fabric are usually mineralogically richer than those with the first type of fabric. They include, besides Q—Plg—Bio—Gr, also Sil, Ksp, Msc, and Crd.

Microstructural observations show that the saccharoidal fabric in any given rock is generally older than the irregular one. Such a time relationship is not always obvious because the older fabric can be obliterated by recrystallization producing the younger fabric, or because saccharoidal fabric has never existed in a rock and right from the onset of metamorphism the fabric has been composed of a disequilibrium assemblage of embayed, irregular grains.

These are scale gneisses in which the saccharoidal fabric is most frequently met, occurring in domains involved both in F_1 and F_5 folds. This suggests that the fabric was specific for the scale gneisses from D_1 phase and being remarkably stable it persisted through subsequent stages of tectonometamorphic evolution. Accordingly, these rocks much resisted later recrystallization and M_n migmatitization.

The older, saccharoidal fabric is also recognizable in other textural varieties of the gneissose rocks. It got obscured, however, as crystallization of new mineral species proceeded or just coarsening recrystallization went on during later metamorphic episodes.

The changing fabric was obviously subject to various metamorphic reactions, mostly of a continuous type. Microstructural evidence shows that sillimanite or cordierite production engaged many other minerals of the rock undergoing recrystallization.

Accordingly, characteristic features of fabric F_1 M_1 in the Sowie Góry gneisses are: equant mineral grains in a low-interfacial-energy configuration, lack of signs of replacement reactions, and lack of strain effects (Pl. III). After the $D_1(F_1\ M_1)$ phase, the equilibrium assemblage Q—Plg—Bio—Gr±Ap,Kya,Msc was generally developed in plagioclase gneisses and Q—Plg—Ksp—Bio—Msc—Gr±Ap,Kya in two-feldspar gneisses.

With changing T—X conditions, the D_2 phase broke textural and chemical equilibra existing earlier between minerals of the Sowie Góry rocks. F_2 M_2 fabric was polygenic, being composed of both, more resistant fragments of the older F_1 M_1 fabric and newly introduced elements. Most characteristic of the new elements was fibrolite appearing as dense mats produced by fibrolitization of biotite and muscovite. Among various by-products of this process were quartz, muscovite, chlorite, K-feldspar, H_2O, opaques (ilmenite) that became incorporated into the recrystallizing rocks (Żelaźniewicz, 1984a).

Concurrently with the fibrolitization there commenced recrystallization enlarging grains of both felsic minerals and micas (Fig. 28), taking place in and below the sillimanite zone. Besides, evolution of fibrolite went on, tending to create bimineral quartz-sillimanite aggregates.

All these processes continued in the $D_3(F_3\ M_3)$ phase. Especially conspicuous is the development of quartz-sillimanite nodules under the structural control of F_3 folds (Fig. 29). Further production of fibrolite at the expense of micas, especially biotite, continued too (Pl. IV).

Microstructural evidence shows that quartz (silica) and K-feldspar (K^+ ions) were highly mobile during the D_3 phase and mobilization of these components was ubiquitous over the whole Sowie Góry area, irrespective of the present metamorphic zonation.

Accordingly, characteristic features of the F_3 M_3 fabric are as follows:

— presence of quartz-sillimanite intergrowths and nodules;

— presence of quartz-muscovite symplectites representing disequilibrium assemblage (Pl. VI) related to the fibrolitization (Żelaźniewicz, 1984a);

— neo- and recrystallization of quartz into large irregular grains;

— blastesis of large microcline poikiloblasts, partly at the expense of plagioclase (Pl. V);

— general enlargement of mineral grain size.

Metamorphic processes, M_3, were taking place syn- and posttectonically with respect to F_3 folding. Hence both metamorphic and tectonic factors (Fig. 30; Pl. VII)

led eventually to certain randomization of the F_3 M_3 fabric of the Sowie Góry gneisses.

During the D_4 phase mineral fabric of those gneisses remained generally unchanged, except for limited effects of ductile mylonitization affecting the rocks in the narrow shear zones in southern part of the Góry Sowie.

The latest recognizable reconstitution of the mineral fabric has been recorded by those gneisses which experienced the static homophanization (Fig. 25). The mineral grains enlarging their dimensions tended to acquire rounded or highly subautomorphic habits (Fig. 31). Especially plagioclase produced round grains displaying characteristic pearly outlook. The process was being accomplished with no significant changes in mineral composition of the rocks involved, except for replacement of fibrolite by white mica.

In the two-feldspar gneisses, with their quartz and K-feldspar being much more mobile than plagioclase, the inert grains of the latter were subject to mechanical removal out of the sites of intense recrystallization and mobilization of the two former minerals, which gave rise to monomineral aggregates composed of nearly automorphic plagioclase blasts (Fig. 32).

The coarse-grained layered and flaser gneisses became homophanized most intensely. Minerals of the homophanous rocks approached textural and chemical equilibria, thus, at least partly, recovering the state which had once been introduced into the original gneisses in the D_1 phase.

Mehnert's (1971) definition of a migmatite assumes as critical for a given rock the presence of at least two petrographically different phases of which one displays either granitic, pegmatitic, or aplitic appearance. This textural criterion does not draw any sharp boundary between an ordinary metamorphic rock, e.g. gneiss, and a migmatite as such. On account of this, the term migmatite seems to be abused sometimes by being applied to any gneissic rock just demonstrating dark and light compositional alternation that actually may be of, for instance, sedimentary provenance. In the Góry Sowie, the layered gneiss inheriting the pre-metamorphic layering was, by Kryza (1981), improperly referred to as the layered migmatite (phlebite).

The Sowie Góry migmatites represent two chief categories, namely phlebites and nebulites. Kryza (1981) ascertained that the migmatization was here mostly due to metamorphic differentiation, at least in case of phlebites.

In fact, all recognizable reconstitutions of mineral fabrics of the Sowie Góry gneisses, giving eventually migmatitic features to many of them, relied upon selective recrystallization and segregation of their mineral components. These were exactly the same processes that brought about metamorphic transformations in those rocks. Thus, the Sowie Góry migmatites should be considered as mere products of more advanced stages of such transformations, having been accomplished from the M_1 episode onwards. In almost every case, however, the parent rock can be easily recognized.

That is why the mineral fabrics of migmatites do not depart far from those of gneisses. Thus, all what can be characterized, are the new textural elements which just distinguish megascopically the migmatites from gneisses. In phlebites these

are veins, layers, nests, etc. of leucocratic material of aplitic, pegmatitic, or granitic habit. Nebulites are nothing more but homophanized gneisses.

Silica and potassium mobilization that climaxed in the D_3 phase much contributed to migmatization of the Sowie Góry gneisses, taking place in a generally closed system. The leucosome veins can be composed of quartz and K-feldspar or exclusively of one of these minerals. The felsic material migrated throughout the rock to produce such vein segregations, pushing aside small inert grains of plagioclase and biotite (Fig. 34). Development of new quartzofeldspathic (leucosome) layering, parallel to S_3 axial planes, was structurally controlled by F_3 folding (Fig. 33).

Relatively impressive signs of migmatitization are presented by ptygmatically folded veins. They are encountered mostly in the fine-grained, scale or flaser gneisses. They were developed in both D_2 and D_3 phases, as axes of the ptygmatic folds persistently follow either F_2 or F_3 axial directions. Most of the ptygmatitic veins were likely produced by metamorphic buildup of former light laminae or layers existing in those gneisses. Therefore their fabric is polygenic, not seldom zonal, with zones matching the gradual development (Figs. 35, 36, 37).

Those zoned veins can be treated as a certain condensed record of the migmatization. For instance zone no. 4 in the vein section shown in Fig. 37 represents paleosome. This is fine-grained scale gneiss, with characteristic saccharoidal fabric, composed of Bio—Q—Plg+Gr, Ap, Msc. Zone no. 3 has grains distinctly enlarged and displaying more irregular outlines, it also abounds in biotite and garnet — the features indicating remarkable reconstitution during M_2 or M_3 episodes. Zone no. 2, built nearly exclusively of Q and Plg, bears evidence too of strong recrystallization manifested by large irregular grains, Kya inclusions in feldspar, and occasional appearance of fibrolite. Presence of few Ap, Kya, Msc, characteristic of the scale gneiss, outside zone no. 4 suggests differentiation of the parent rock and no injection of the felsic stuff. Zone no. 1 is built of quartz-fibrolite aggregate identical with that of the F_3 M_3 Q—Sil nodules. It seems that zones 2+3, having jointly the same composition as zone no. 4, experienced, after M_1 episode, further mineral transformations in M_2 and M_3 (the latter resulting in formation of Q—Sil assemblage).

Migmatitization occurring in two-feldspar gneisses was much influenced by potassium mobility. Microstructural evidence as well as results of chemical analyses suggest that the mobility was due to metamorphic differentiation of a rock matter in the closed system and did not result from afflux of new substance from external sources.

The potassium mobility is variously manifested: by antiperthitic windows in large plagioclase blasts, myrmekitization at their margins, appearance of myrmekite, growth of porphyro- and poikiloblastic microcline corroding muscovite and plagioclase, development of layered leucosome accumulations (Fig. 38) with K-feldspar overwhelming the other light minerals. From the fact that the K-feldspar comes from redistribution of parent rock constituents, it follows that there are two generations of K-feldspar in the Sowie Góry gneisses. The older generation is re-

presented by small, inclusion-free grains, with straight outlines belonging to the saccharoidal fabric, and equilibrated with both plagioclase and muscovite (Pl. V).

As the migmatitic events in the two-feldspar gneisses were dominated by both potassium and silica mobilization, one can conclude that they took place mostly in the F_3 M_3 phase.

It seems generally that migmatitization of the Sowie Góry gneisses was inseparably connected with the regional metamorphism of the gneisses and represented one of the successive stages of tectonothermal evolution of these rocks. Both migmatites and gneisses recorded the same phenomena, with differences being confined merely to the scale and advancement.

SPECIFIC LITHOLOGICAL TYPES OF THE SOWIE GÓRY ROCK COMPLEX

Although white mica does not determine by itself the identity of any of the distinguished Sowie Góry rock type, its microstructural relationships are quite important, because the mineral is considered to be a good petrogenetic indicator (*cf.* Guidotti & Sassi, 1976). There are six microstructural positions of white mica (muscovite, phengite) in these rocks, ranging from that of an equilibrium component of saccharoidal fabric in biotite-plagioclase gneisses, through unstable quartz--muscovite/phengite symplectites (Pl. VI) arising in the course of fibrolite production, through unstable muscovite replaced by active K-feldspar (Figs. 39, 40), through late muscovite growing in equilibrium with Ksp and Q in two-feldspar gneisses below the sillimanite zone, to secondary muscovite developing at the expense of hydrated Q—Sil assemblage in rocks of the sillimanite zone.

Because a major part of the Sowie Góry gneisses contain K-feldspar (*cf.* Fig. 50), only those really abundant in K_2O, as indicated by chemical analyses, can be named *microcline gneisses.* Texturally the gneisses belong mainly to layered and flaser varieties. Most of them additionally display augen texture, allowing one to map two or three belts of augen gneisses, usually having the granite-gneiss appearance, stretching from Głuszyca to Wolibórz (Fig. 2).

High mobility of both potassium and silica at the D_3 phase must have obviously led to strong recrystallization of the microcline gneisses. The process was syn- and post-kinematic relative to F_3, as it obliterated the F_3 fold structures and gave rise to mostly random growth of microcline, two-feldspar, or quartzo-feldspathic augens (Fig. 41). The augens grew from light folded layers broken by the S_3 axial foliation or developed at the hinge zones of F_3 folds.

The so-called *Sowie Góry granite* (actually granodiorite) is a medium-grained granoblastic rock, with uneven mineral grains, composed of Plg(An_{10-18})—Q—-Ksp—Msc—Sil+Bio, Gr (Fig. 42). The granitoid rocks occur occasionally in the central part of the Góry Sowie as several to some tens of centimetres thick sills.

Varying proportions of both the feldspars and micas, presence of fibrolite and lack of oscillatory zoning in plagioclase, as well as microstructural relations between

grains of these minerals seem rather to exclude significant partial melting and suggest metamorphic origin of the discussed rock. Intrusive contacts point, however, to its emplacement. Widespread cataclasis (protoclasis) of the mineral grains indicates that the granitoid sills must have been emplaced in a largely solidfied state. The presence of L_3 lineation of the fibrolite mats occurring at the margins of the sills evidences synkinematic, relative to F_3, emplacement, likely of rheomorphic nature, as previously suggested by Morawski (1973). Water freed from the fibrolitized muscovite might have facilitated rheomorphic mobilization.

Supposedly, the scarce granitoid masses were developed from half-a-metre thick interbeds of leucocratic gneiss rich in quartz and K-feldspar, occasionally encountered over the area of granitoid sills occurrences. Because of the remarkable contents of Q and Ksp, the highly active and mobile rock-forming components, during the D_3 phase the leucocratic rocks became mobilized rheomorphically, providing eventually sparse granitoid product, possibly with only minor partial melting assistance.

Aplitoid gneisses appear among rocks with increased K_2O content in southwestern part of the Sowie Góry, with typical outcrops localized near Głuszyca, between Kolce and Sierpnice (Fig. 2). They are composed of Plg, Ksp, Q, Msc, occurring in varying amounts, with accessory Gr, Ap, Tour, opaques. Msc is in equilibrium with Q and Ksp.

Two phases can usually be recognized in the fabric of the aplitoid gneisses. One of them is coarse-grained, the other — fine-grained. The coarse phase is represented by large blasts of feldspars, quartz, and muscovite. Plagioclase contains small inclusions of K-feldspar and, vice versa, undigested plagioclase appears inside microcline, which suggests that big blasts of both the feldspars might develop from the fine-grained phase.

The fine-grained phase has saccharoidal fabric. It is composed of the same minerals as the coarse one, which are accompanied here by accessory garnet and apatite.

Pegmatitic variety of the aplitoid gneiss contains microcline megablasts up to 8 cm long, as well as large muscovite flakes reaching 1.5 cm^2 in size. This variety has even three textural phases. The fine-grained phase is represented by aplitoid gneissose matrix. The medium-grained phase is represented by leucogranitic zones, the coarse-grained one — by pegmatitic zones. This well illustrates history of these potassium-rich rocks that by means of metamorphic recrystallization and grain coarsening acquired outlook at first of granite, then that of pegmatite. Such a process of metamorphic granitization would present yet another example of migmatitization of the Sowie Góry gneisses, being characteristically controlled by the original composition of the parent rocks.

It cannot be excluded that these were the aplitoid gneisses which provided "raw material" to produce the rheomorphic Sowie Góry granites. This notion would be in a good agreement with the presence of granitic (leucogranitic) porticns among the aplitoidic gneisses.

Granulites of the Góry Sowie are quartzofeldspathic rocks with a HP mineral

assemblage. They display intrusive contacts against pyrope-bearing peridotites with which they were tectonized and retrogressively metamorphosed from the D_2 phase onwards. Both, granulites and ultramafites represent former basement of the Sowie Góry gneissic complex. At the end of the D_1 phase the basement slices had been upthrust along the ductile shear zones and set in their actual gneissic surroundings. The granulite inliers were described in details elsewhere (Żelaźniewicz, 1985).

Small bodies or lenses of amphibolites occurring concordantly amidst gneisses are encountered in some places of the Góry Sowie area (Fig. 2). Four textural types of those rocks have been recognized, differing from one another by grain size and appearance of characteristic spots made up of either slightly or strongly altered garnet, with diablastic aggregate or concentrations of tiny diopside grains.

Amphibolites are foliated and lineated, the lineation corresponding with L_1 lineation in the gneisses. On the structural premises it is concluded that the amphibolites shared in the tectonometamorphic history with the gneisses, migmatization included.

With the D_3 phase there were presumably connected sporadic intrusions of fine-grained olivine gabbro — *hyperite.* This rock underwent synkinematic metamorphic transformations producing amphibolite with olivine relics. Foliation of the post-hyperite amphibolites was due to planar (S_3) segregation of amphibole (hornblende) and plagioclase (andesine) material. The foliation planes contain merely lineation corresponding with the L_3 lineation recognized in the surrounding gneisses.

MACROSTRUCTURES AND THEIR INTERFERENCE — STRUCTURAL ANALYSIS

One of the characteristic features of the structural pattern in the Sowie Góry is a remarkably stable orientation of linear structures produced by the successive deformational phases (Fig. 3). That is why it would be unreasonable to conduct structural analysis over there by means of discerning the structurally homogeneous domains. Nevertheless, the region may be divided into two areas being characterized by different outcrop patterns (Figs. 2, 44, 45). The two areas are separated by an imaginary, WNW—ESE boundary stretching from Głuszyca to Jodłownik and thus referred to as the Głuszyca—Jodłownik line (LGJ). Roughly rectilinear course of the lithological boundaries south of LGJ suggests either only one episode of a large-scale folding in that area or co-planar superposition of two-fold sets with axes striking in the same direction. More complex outcrop pattern north of LGJ was apparently caused by an interference of two sets of large-scale folds.

It has been recognized that areas with F_2 folds of macroscopic dimensions were omitted by F_3 large-scale folding. The F_3 macrofolds developed in the domains lacking F_2 macrofolds. Such a reciprocal avoidance of F_2 and F_3 folds produced the situation that in area north of LGJ the F_1 macrofolds are refolded by F_2 ones, whereas in the southern area the F_1 macrofolds are refolded by F_3 ones.

Some characteristic interrelationship of mesoscopic structures observed in the

exposures are shown diagramatically in Fig. 43. They are compatible with those shown by the macrostructures.

Linear structures F_1L_1 locally experienced the internal rotation in S_1 foliation planes (Fig. 43a), which suggests shearing and tectonic transport being accomplished in this foliation.

Occasionally curvilinear lineation L_2 resulted from intersection of older foliation S_0, involved in the F_1 folds, with the younger foliation S_2 (Fig. 43b).

In the majority of cases, however, both the L_1 and L_2 lineations are rectilinear. Their poles follow small circles of the projection, centered on F_3 axes (Fig. 43c, e), proving flexure mechanism for the F_3 folding. Situations departing from such a rule are rather scarce (Fig. 43d), though they provide valuable informations about the course of tectonic processes affecting the gneissic complex.

F_4 folds markedly rotate the older linear structures to such an extent that the F_2L_2 structures may come after rotation to the positions characteristic of the F_3 L_3 ones and vice versa (Fig. 43f, g). Because the F_4 folds are only of mesoscopic dimensions, any deviations of that type do not affect the regional pattern of F_1L_1—F_3L_3 structures (Fig. 3A—C), nonetheless they inform about feasible structural disturbances.

F_5 folds of both meso- and macroscopic (at least several metres in their heights) dimensions quite remarkably refolded the earlier structures (Fig. 43h, i).

Structural data show that F_2, F_3 and F_5 folds were produced by a variable combination of flexure and flow mechanisms (Fig. 43 c, e, j, k, l).

Systematic structural analysis shows that the F_1 macroscopic folds with NW—SE axes were recumbent in the area north of LGJ and upright — south of LGJ. Accordingly the change in the spatial arrangement of F_1 folds from upright to recumbent was accomplished along the LGJ. This happened likely due to generally vertical movements of blocks (masses) of basement beneath the Sowie Góry complex toward the end of F_1 folding. The tight and isoclinal F_1 folds receiving the steady push from the south became tilted northeasterly and eventually laid recumbently as a result of the down-directed movement of the basement block situated roughly north of LGJ. Obviously, the identity of the nowadays indicated directions with those of F_1 folding is reliable under condition that the gneissic complex was not subsequently displaced relative to its basement.

F_2 folding was apparently controlled by the geometry and orientation of the earlier F_1 folds. The folding did not affect the southern domain with upright isoclinal F_1 folds, likely because of the high mechanical resistivity of such a configuration (*cf.* Skjernaa, 1975), and it developed only in the northern domain built of the recumbent F_1 folds with flat-lying dominant axial foliation.

The F_2 folds of macroscopic dimensions were slightly asymmetric with longer limbs dipping northwesterly. The recognized undulation of F_2L_2 structures (Fig. 3, 44) was caused by the superimposition of disharmonic, variously asymmetric, and generally upright F_3 folds.

Through analysis of the spatial orientation of the F_2L_2 structures as well as through consideration of data concerning position of S_3 axial planes of F_3 meso-

scopic folds and sense of their asymmetry, it is possible to recognize the distribution of F_3 macrofold axes (Fig. 44) and to reconstruct their geometry in various parts of the Sowie Góry (Fig. 48).

The above presented comprehensive picture of interference of macrofolds is somewhat disturbed by different orientation of the F_1L_1 structures over the area situated between Lutomia and Pieszyce (Fig. 3). This situation may be alternatively interpreted as a result of:

— superposition of open upright macrofolds F_2 upon isoclinal recumbent folds F_1,

— rotation of the linear structures toward direction of tectonic transport in the ductile shear zones developing at the end of F_1 folding. The shear zones would represent those along which the granulite-ultrabasite tectonic slices became upthrust in the D_1 phase.

The structural data do not support unambiguously any of these two possibilities. Nevertheless, the presence of thrusts is evidenced by the mapped outcrop pattern NW of Jodłownik, W of Lutomia and Pieszyce, E of Walim (Figs. 2, 47). Cross-section of Fig. 49 shows the interference structure resulting from superimposition of F_1, F_3 and F_5 folds and depicts the position of the inferred thrust plane.

Accordingly, the actual outcrop pattern was produced by the heterogeneously and unevenly developing interference of four fold sets — F_1, F_2, F_3, and F_5. Poorly exposed ground, lack of a sufficiently diversified relief as well as lack of any marker horizon within the monotonous gneissic complex do not allow one to reconstruct macrofolds of the successive deformational phases in greater detail.

Three poorly defined great circles on which poles to undivided foliation planes are dispersed in the synoptic diagram (Fig. 6) suggest that the unclear dispersion pattern might be produced by the successive refoldings. Contour foliation map (Fig. 45) to certain degree also illustrates the pattern of the interferring macrofolds of the consecutive tectonic episodes.

METAMORPHIC ZONES

Metamorphic zonal boundaries have been defined through microscopic studies of thin sections cut from rock samples collected in over 500 exposures. Three zones were recognized, namely: garnet±kyanite, sillimanite, and cordierite (Fig. 50). Mineral assemblages constituting the studied rocks were determined in every exposure. On the map, depicted are groups of exposures with rocks of the same composition rather than individual outcrops.

Too scattered occurrences of kyanite do not allow one to distinguish an independent kyanite zone. Sil+Ksp zone has not been discerned either. Ksp appears in many rocks of the Gr±Kya zone and is frequently lacking in the Sil zone.

There is no correlation between sillimanite and kyanite occurrences, which suggests that the two minerals developed in different metamorphic episodes and there is no direct relationship between them.

Judging from the distribution of the recognized zonal boundaries, the persistent regional source of heat (domain of upraised geoisotherms) was at the time of sillimanite and cordierite crystallization situated northwest of the nowadays exposed horst of the Góry Sowie (Fig. 50). Consequently, it is supposed that the lower boundary of the sillimanite zone, that is the Gr±Kya/Sil boundary, once dipped likely southeasterly. Thus the original position of the boundary surface would have been steep and not horizontal.

Highly sinuous boundary line shown on the map is interpreted as being produced by the F_5 folding that affected these steep surfaces (Fig. 50A). It must be recalled that according to recent geodynamic theories, the steep metamorphic surfaces (isogradic, isothermic) can be expected to occur in the vicinities of spreading centres, volcanic arcs, and subduction zones.

SYNOPSIS OF THE TECTONOMETAMORPHIC HISTORY OF THE GÓRY SOWIE

The gneisses exposed presently in the Sowie Góry horst were developed from mainly graywacke sediments of mostly pelitic and much more rarely quartzofeldspathic chemistry. Both, the chemistry and original grain size greatly influenced later metamorphic transformations of those rocks.

Supposedly, in the Sowie Góry area, a gradual passage was recorded from flyschoid graywacke sedimentation in the northeast to shallower sedimentation of quartzofeldspathic deposits in the southwest. The NW—SE direction of the facies changes was followed by lithological boundaries and then by the earliest folds F_1. The sedimentary basin probably remained under control of the same geodynamic factors that brought about the F_1 folding.

The sedimentary succession was deposited in a time span lasting from the Late Proterozoic (Riphean) probably up to the Middle Cambrian. All the tectonometamorphic events must have happened before the Late Devonian. Radiometric timing of those events suggests the Devonian ages for D_2—D_5 episodes (*cf.* p. 328).

Toward an end of the F_1 folding, marked movement and change in configuration of the basement of the gneissic complex must have occurred. F_1 folds north of the imaginary LGJ line, remaining under eccentric or unilateral compression (push from the south), became overturned and then recumbent as the consequence of lowering of this basement block (mass) which was situated generally N of the LGJ (A-subduction toward SSW?). Persistence of the mentioned kinematic pattern led eventually in the domain of recumbent folds to heterogeneous shearing being accomplished in surfaces of the penetrative axial foliation S_1, turning zonally into thrusts. The thrusting penetrated down to the basement of the Sowie Góry gneissic complex and did cut some tectonic slices out of it. The slices became upthrust along the ductile shear zones and set in the gneisses just undergoing folding and metamorphism F_1 M_1. In this very way the granulite-ultrabasite inliers appeared amidst the Sowie Góry gneissic complex.

The complex itself has never experienced HP metamorphism, being transfor-

med at medium or even low-pressure conditions of HT section of the amphibolite facies. The M_1 episode of Gr±Kya zone developed Q—Plg—Bio—Gr±Kya assemblage in metapelitic rocks and in more quartzofeldspathic rocks it produced the assemblage Q—Plg—Ksp—Msc—Bio—Gr±Kya. Mostly thermal character of the M_1 metamorphism is evidenced by granoblastic, saccharoidal habit of the earliest metamorphic mineral fabric (F_1 M_1) of the Sowie Góry rocks, showing off textural and physico-chemical equilibria reached by most of their minerals at that time. The M_1 transformations were mimetically imprinted on the pre-existing lithological diversification of the parent sedimentary succession. Wherever equilibrium had not been attained, mineral grains of the earliest paragenesis became irregular, embayed, with signs of mutual corrosion and developing metamorphic differentiation.

Practically the same effects were brought about by the D_2 (M_2F_2) phase as the result of disequilibrium conditions of M_2, introduced into the rocks along with a change mostly of T—X parametres. This change, taking place in the systems closed on a hand specimen scale, promoted recrystallization and growth of new mineral species, enlargement of grain size, and transfer of matter throughout the rock, leading to its metamorphic differentiation. Obviously all the factors' action must have resulted in a thorough reconstitution of mineral fabrics of the gneisses involved. The most conspicuous was fibrolitization of biotite also engaging muscovite, quartz, and K-feldspar in rocks of the sillimanite zone. In rocks below this zone merely substantial recrystallization took place. The fibrolite mats grew parallel to the S_2 axial transposition foliation; the M_2 episode was syn- to postkinematic relative to F_2 folding.

In view of a distinct change in P—T—X conditions, it is very likely that D_2 deformation was effected by different geodynamic causes than those of D_1 episode; hence, D_1 and D_2 might be quite distant in time. F_2 open to isoclinal folds, with NE—SW trending axes, were superimposed but on the recumbent F_1 folds, thus they occurred only in the area situated to the north of the LGJ. An alternative interpretation, assuming F_2 development due to increasing lack of a lateral room for the rock masses being subjected to folding and thrusting in D_1 phase, seems less probable. Anyway, the domain of the upright F_1 folds was far less strained at D_2 time, and merely the recrystallization lineation L_2 was in evidence there.

The F_3 folding was produced by the shortening operating again in the NE—SW direction and producing the NW—SE running, generally upright, folds. Accordance with the kinematic picture of the F_1 folding suggests that both the events were controlled by the same geodynamic external factors. F_3 mesoscopic folds were usually asymmetric, accomplished by flexure and flow mechanisms, often disharmonic. The disharmony well illustrates the nature of metamorphic processes concurrent with the folding. There was a continued readjustment of mineral fabrics that had already started under new P—T—X conditions of high amphibolite facies, imposed on the gneissic complex during the D_2 phase. Fibrolite production went on and the earlier crystallizing sillimanite evolved to form bimineral, quartz-sillimanite nodules and aggregates. Mobilization of silica and potassium reached its climax. The mobilizates became metamorphically differentiated and segregated out of the

more inert mineral components as often plagioclase grains appeared to be. Thus, metamorphic differentiation played a great role in migmatitization and production of the Sowie Góry phlebites, and partial melting was of minor importance.

Neither chemical nor textural equilibrium was, however, attained by minerals of the Sowie Góry rocks in the D_3 (F_3 M_3) phase. In the D_4 phase the whole gneissic complex was much elevated to shallower levels of the earth's crust or substantial change in the configuration of the geoisotherms took place. The falling temperature down to low/medium amphibolite facies conditions, hampered further mineral recrystallization and greatly reduced activity of the metamorphic fluid. Basement of the Sowie Góry complex became active again. This time two basement blocks started to move laterally clockwise. Steep boundary between the blocks ran WNW—ESE roughly corresponding with orientation of the LGJ. Regional operation of the dextral couple resulted in a production of Riedel shears in the covering gneissic complex, being accompanied by other secondary features, mostly the tensional fractures. Such a kinematic pattern gave rise to creation of ductile shear zones arranged dextrally in *en echelon* manner along the NW—SE direction, to development of folds with steep or vertical axes, and to pegmatite veining healing vertical, N—S running tensional fractures.

The pegmatites likely represent magmatic processes, anatectic or concerned with juvenile magma, occurring concurrently in deeper levels of the crust, below or at a base of the Sowie Góry complex. The other evidence of plutonic activity is cordierite crystallization in gneisses of northwestern part of the Góry Sowie, taking place during the D_5 homophanization of the Sowie Góry rocks. It was promoted by a local temperature rise restricted only to the NW part of the region and gneisses of the remainder part retained their previous mineralogical assemblages. It seems that westerly or northwesterly of the today Sowie Góry horst a granitoid (Hercynian?) magma might have been ascending.

In the D_5 phase, open folds with horizontal axial planes were developed due to vertical shortening resulting from the gravity collapse. This was caused by temporary overburden received from a pile of nappes or overthrust masses passing over the gneissic complex probably from the south northwards. Quick removal of that excess load much reduced both directional and confining tectonic pressures and the stress relaxation resulted in the static homophanizing recrystallization (mid-amphibolite facies) of gneisses, providing granitoid-looking rocks with characteristic pearl graining. The homophanization was controlled structurally by the F_5 folding on both meso- and macroscopic scales.

Apparently, the D_1—D_3 phases were not separated in time considerably and represent one continuous stage rather than a series of totally independent episodes of the tectonometamorphic evolution. The D_4—D_5 phases would represent another stage of that type. It does not seem that between the two stages a time break was too long either.

Late Devonian uplift of the gneissic complex, alimenting at that time (Famennian—Tournaisian) the adjacent Świebodzice depression with coarse clastic material, ended the sequence of tectonometamorphic events experienced by the Sowie Góry rocks.

OBJAŚNIENIA PLANSZ — EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza — Plate I

Pasemka mylonityczne w gnejsach ze stref ciągliwego ścinania
Mylonitic belts in gneisses from ductile shear zones

1—2 — Rozdrobnione ziarna plagioklazu i kwarcu w pasemkach mylonitycznych. Nikole×
Comminuted grains of plagioclase and quartz in mylonitic belts. Nicols×

3—4 — Pasemka mylonityczne wyznaczane głównie koncentracją rozdrobnionych blaszek łyszczyków. Nikole×
Mylonitic belts composed mostly of comminuted mica flakes. Nicols×

5—6 — Szczegóły budowy pasemka mylonitycznego. Rozdrobnione ziarno minerałów jasnych i łyszczyków. Nikole×
Details of mylonitic belt. Comminuted grains of felsic minerals and mica. Nicols×

Plansza — Plate II

Mylonityzacja gnejsów w strefach ciągliwego ścinania
Mylonitization of gneisses in ductile shear zones

1 — Dwa zespoły foliacji mylonitycznej. Rozdrobnienie ziarna. Wydłużone kształty porfiroklastów. Nikole ||
Two sets of mylonitic foliations. Ground down grains. Elongate porphyroclasts. Nicols ||

2—3 — Gęsto rozwinięte pasemka mylonityczne. Charakterystyczne kształty porfiroklastów. Nikole×
Closely spaced mylonitic belts. Characteristic porphyroclasts. Nicols×

4 — Ekstensyjne pęknięcie zabliźnione późnym skaleniem potasowym. Nikole×
Extensional fracture healed with late K-feldspar. Nicols×

5 — Wydłużony i spłaszczony blast K-skalenia (Ksp) równolegle do foliacji mylonitycznej. Nikole×
Elongated and flattened blast of K-feldspar. Nicols×

Plansza — Plate III

Typy więźby gnejsów sowiogórskich
Types of fabric of the Sowie Góry gneisses

1 — Więźba sacharoidalna. Nikole×
Saccharoidal fabric. Nicols×

2 — Więźba sacharoidalna. Nikole ||
Saccharoidal fabric. Nicols ||

3 — Więźba sacharoidalna poddana rekrystalizacji. Nikole×
Saccharoidal fabric subjected to recrystallization. Nicols×

4 — Więźba sacharoidalna. Nikole×
Saccharoidal fabric. Nicols×

5—6 — Ziarna mineralne w nierównowadze. Nikole×
Disequilibrium mineral grains. Nicols×

Plansza — Plate IV

Przebudowa więźby gnejsów w trakcie krystalizacji fibrolitu (*f*)
Reconstitution of gneiss fabric during fibrolite (*f*) crystallization

1—2, 4 — W lewej części więźba starsza sacharoidalna, bez syllimanitu. Z prawej strony więźba dużo większych zrekrystalizowanych ziarn kwarcu w przerostach z fibrolitem. Nikole ×
On the left-hand side: older, saccharoidal fabric without sillimanite. On the right side: fabric of much larger recrystallized quartz grains intergrown with fibrolite. Nicols ×

3 — Koncentracja ziarn plagioklazu (*p*) spowodowana ruchliwością kwarcu w trakcie wzrostu fibrolitu (*f*), Nikole ×
Grouping of plagioclase grains (*p*) caused by mobility of quartz during growth of fibrolite (*f*). Nicols ×

5 — Relikty więźby sacharoidalnej (*dół*) w więźbie rekrystalizowanej w czasie fibrolityzacji (*f*). Nikole ×
Relics of saccharoidal fabric (*bottom*) in the fabric being recrystallized during fibrolitization (*f*). Nicols ×

Plansza — Plate V

Skaleń potasowy w gnejsach dwuskaleniowych
K-feldspar in two-feldspar gneisses

1—3 — Mikroklin w równowadze z otoczeniem. Nikole ×
Microcline in equilibrium with its surroundings. Nicols ×

4—6 — Mikropertyt mikroklinowy agresywny wobec plagioklazu i innych minerałów. Charakterystyczne obwódki reakcyjne (*strzałki*). Dwa zespoły pertytów (*6*). Nikole ×
Microcline microperthite corrosive against plagioclase and other minerals. Characteristic reaction margins (arrows). Two sets of perthite (*6*). Nicols ×

Plansza — Plate VI

Muskowit w gnejsach zony syllimanitowej
Muscovite in gneisses of sillimanite zone

1—3 — Symplektytowe przerosty muskowitu i kwarcu. Nikole ×
Muscovite-quartz symplectites. Nicols ×

4—6 — Fibrolit (*f*) zastępujący muskowit (*m*) w symplektytach kwarcowo-muskowitowych. Nikole ||
Fibrolite (*f*) replacing muscovite (*m*) in quartz-muscovite symplectites. Nicols ||

Plansza — Plate VII

Mikrostruktury obszarów przegubów fałdów F_3
Microstructures of hinge areas of F_3 folds

1—3 — Więźba $F_3 M_3$ w gnejsie łuseczkowym. Nikole ×
$F_3 M_3$ fabric in scale gneiss. Nicols ×

4 — Strefowa rekrystalizacja łyszczyków i kwarcu równolegle do powierzchni osiowej S_3. Nikole ×
Zonal recrystallization of micas and quartz grains parallel to S_3 axial plane. Nicols ×

5—6 — Wzrost fibrolitu (*f*) równolegle do powierzchni osiowej S_3. Nikole || (*5*) i ×(*6*)
Fibrolite (*f*) growing parallel to S_3 axial plane. Nicols || (*5*) and ×(*6*)

Plansza — Plate VIII

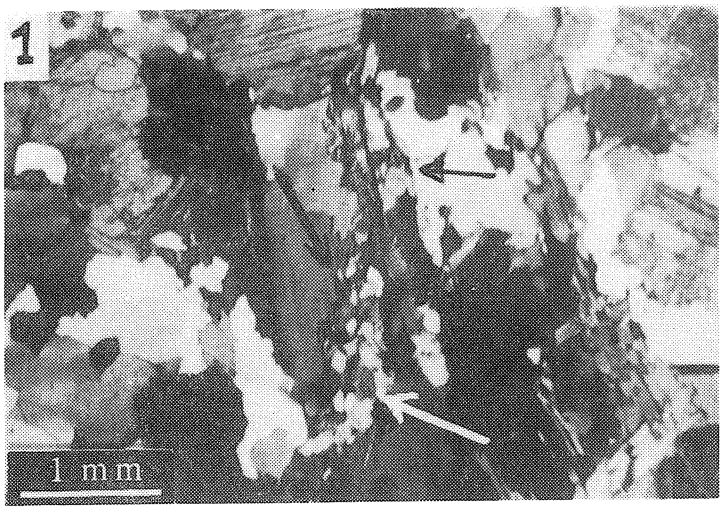
Przejawy migmatytyzacji gnejsów
Signs of migmatitization in gneisses

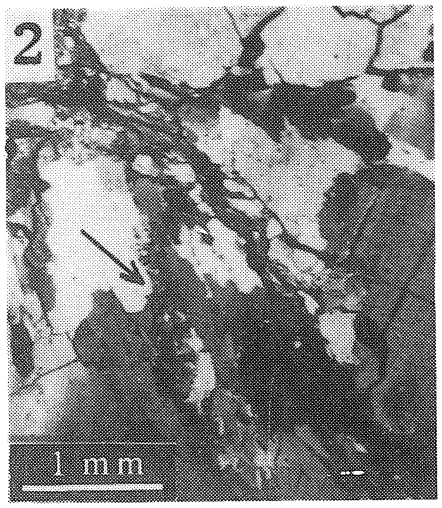
1 — Gruboziarnisty leukosom kwarcowo-syllimanitowy, drobnoziarnisty melanosom bogaty w biotyt. Nikole×
Coarse-grained leucosome made of quartz and sillimanite, fine-grained melanosome rich in biotite. Nicols×

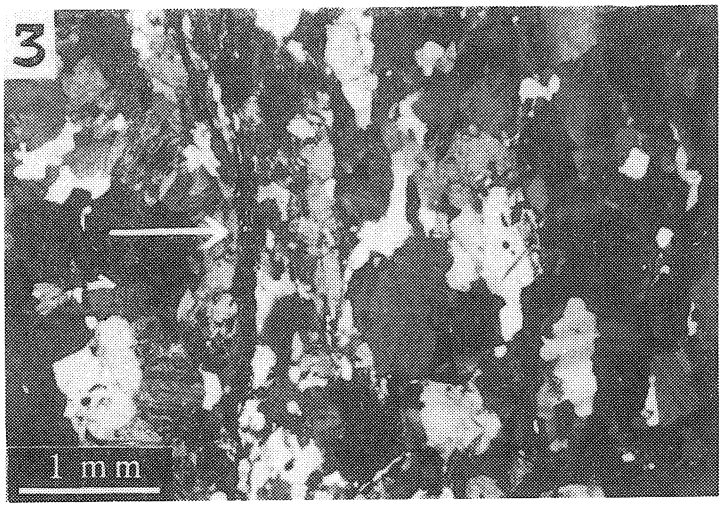
2 — Gruboziarnisty leukosom kwarcowo-skaleniowy, drobnoziarnisty mezosom odpowiadający gnejsowi łuseczkowemu. Nikole×
Coarse-grained quartz-feldspar leucosome, fine-grained mesosome corresponding to scale gneiss. Nicols×

3 — Leukosomowa żyłka kwarcowo-skaleniowa w gnejsie łuseczkowym o więźbie sacharoidalnej. Nikole×
Leucosome quartz-feldspar vein in scale gneiss of saccharoidal fabric. Nicols×

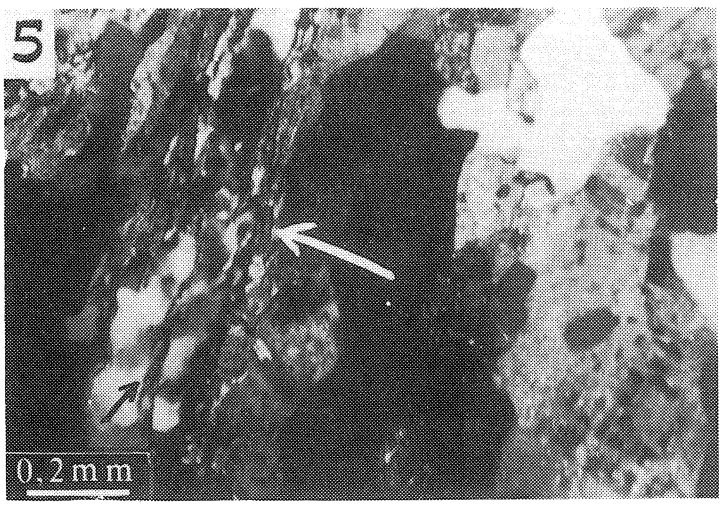
4 — Leukosom kwarcowy (*dół*), melanosom biotytowo-plagioklazowy (*góra*). Nikole×
Quartz leucosome (*bottom*), biotite-plagioclase melanosome (*top*). Nicols×

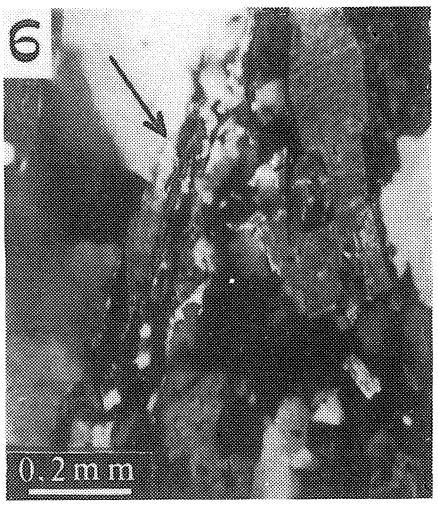

1
1 mm

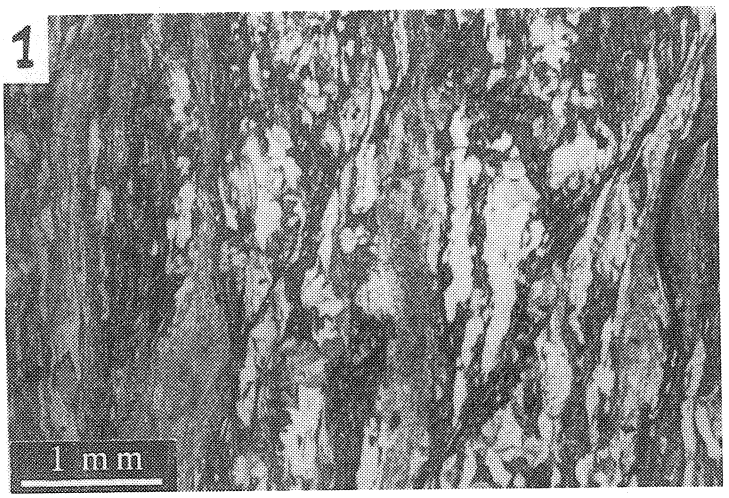

2
1 mm

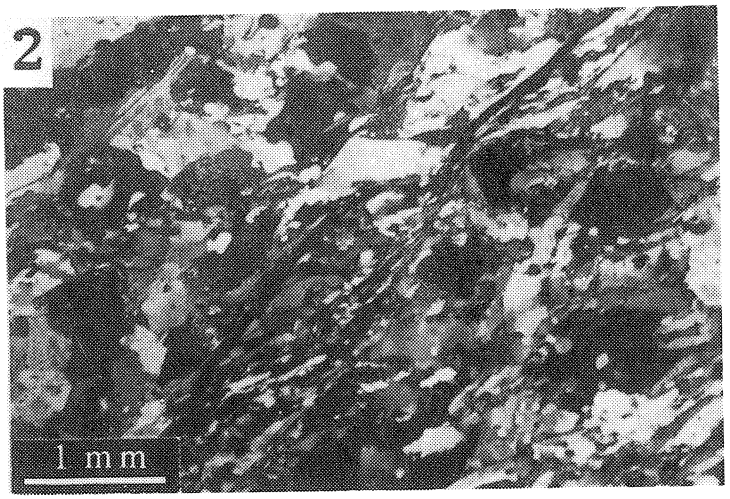

3
1 mm

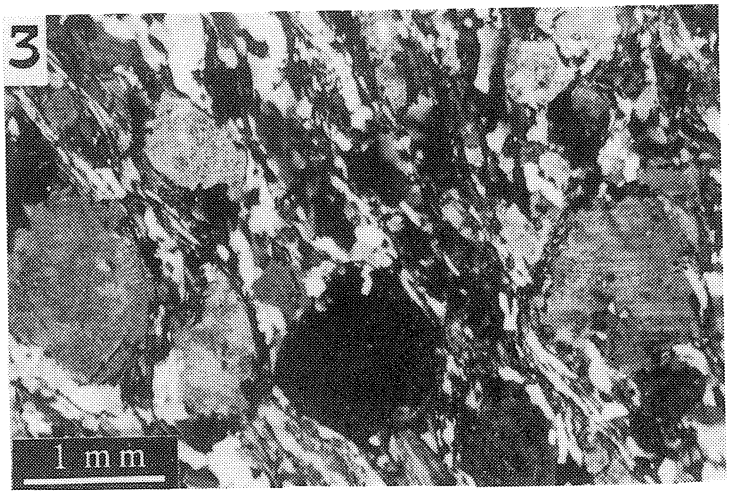
4
1 mm


5
0.2 mm

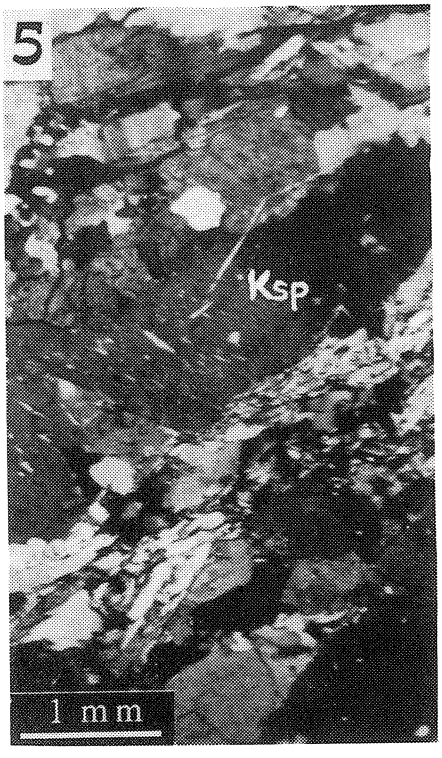

6
0.2 mm

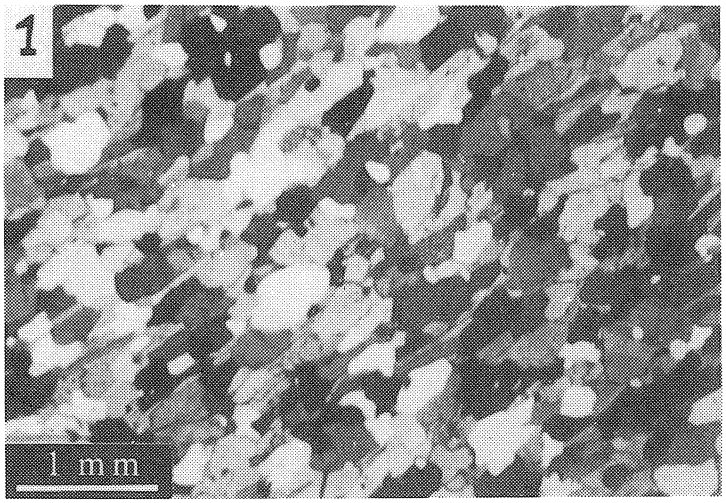

1
1 mm

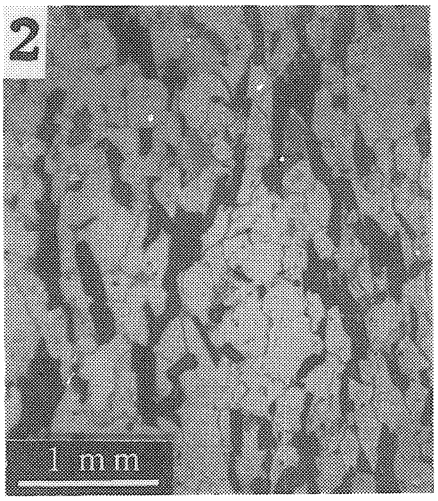

2
1 mm

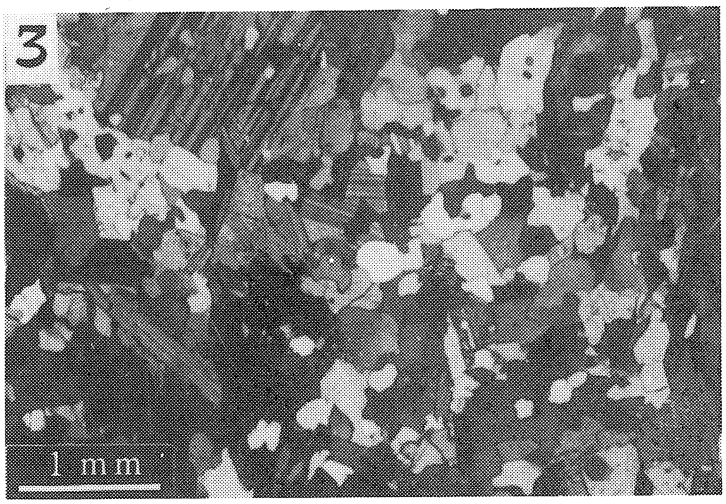

3
1 mm

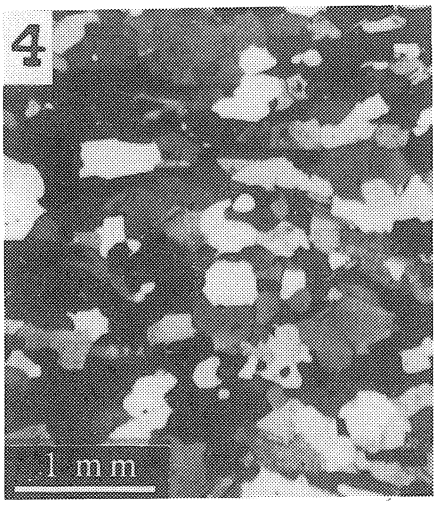
4
1 mm

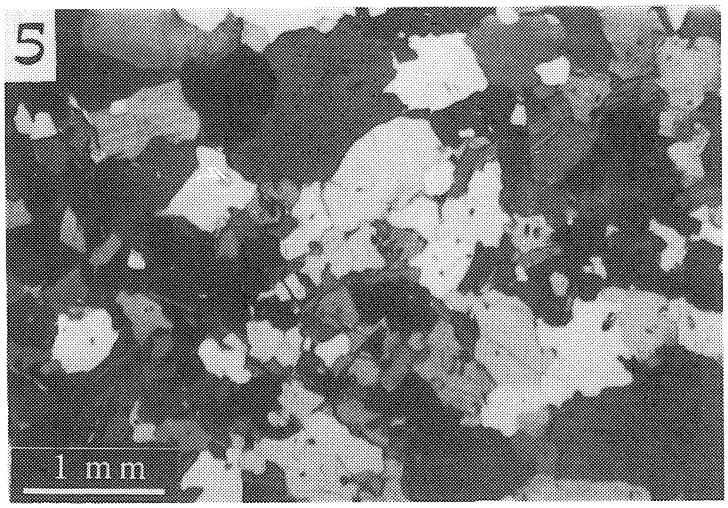

5
Ksp
1 mm

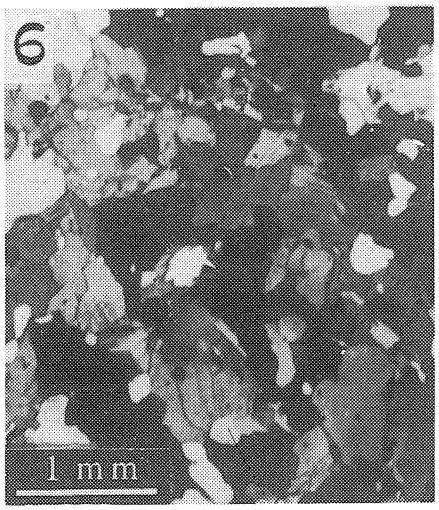

1
1 mm

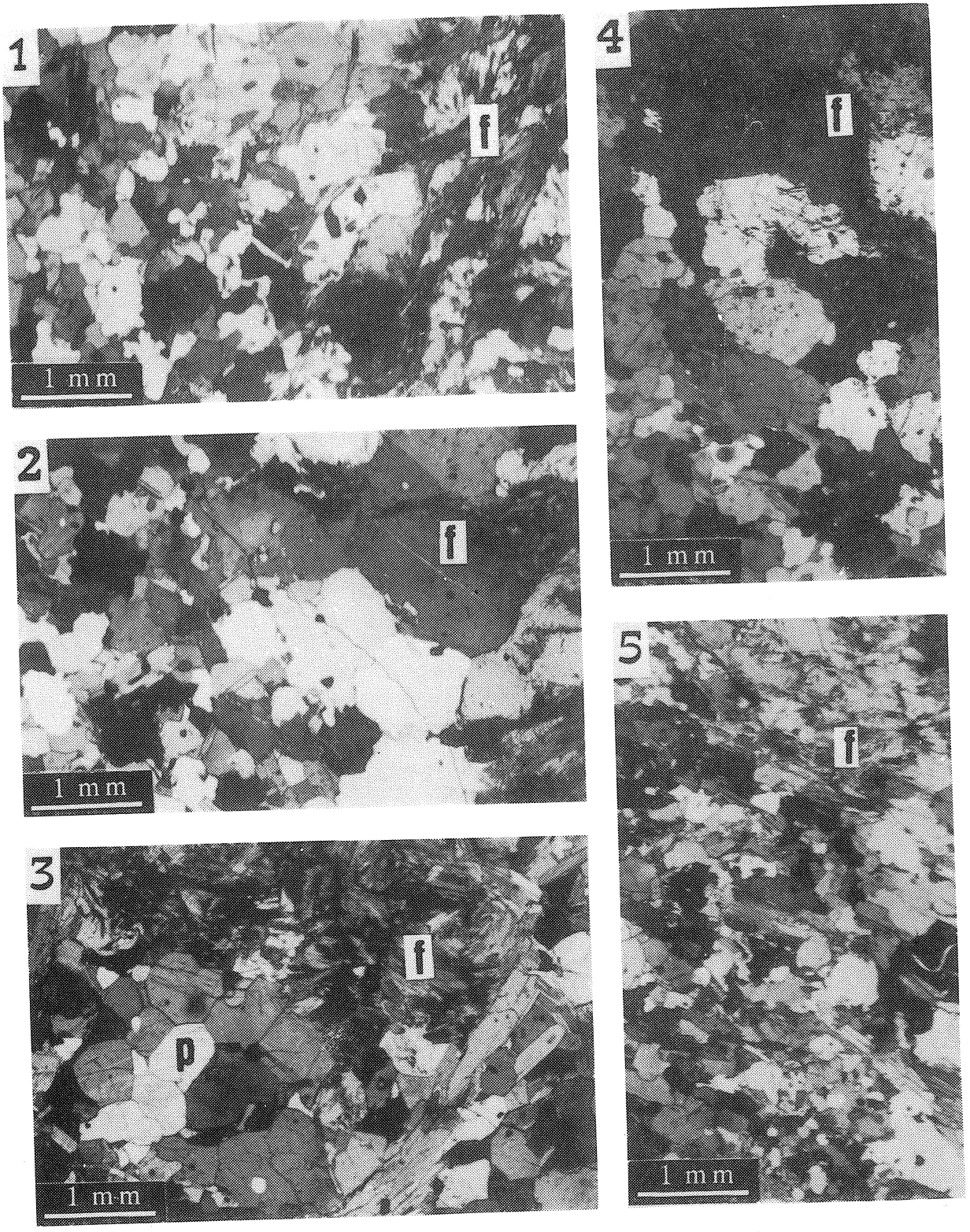

2
1 mm

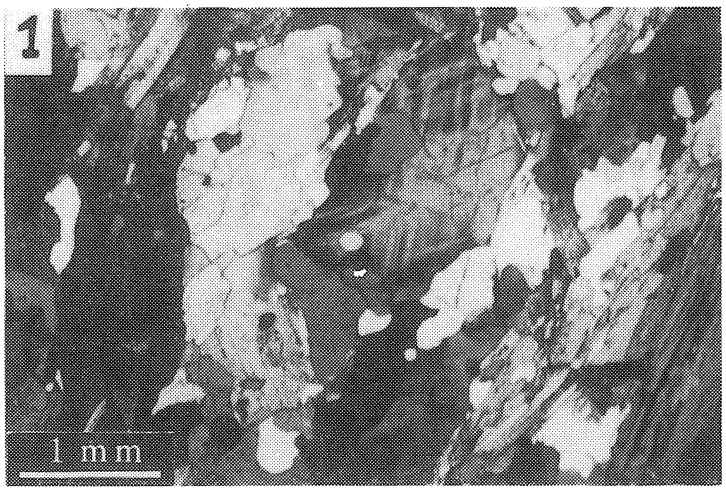

3
1 mm

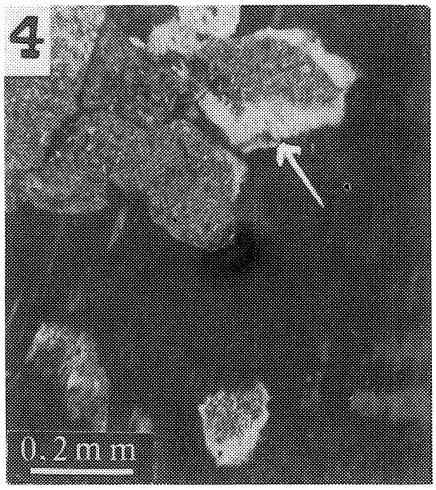

4
1 mm

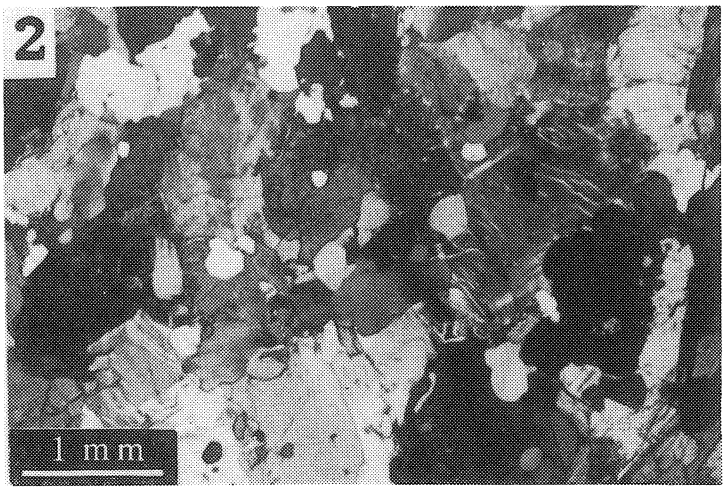

5
1 mm

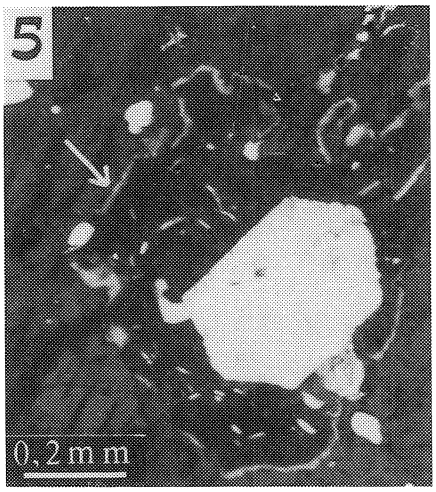

6
1 mm

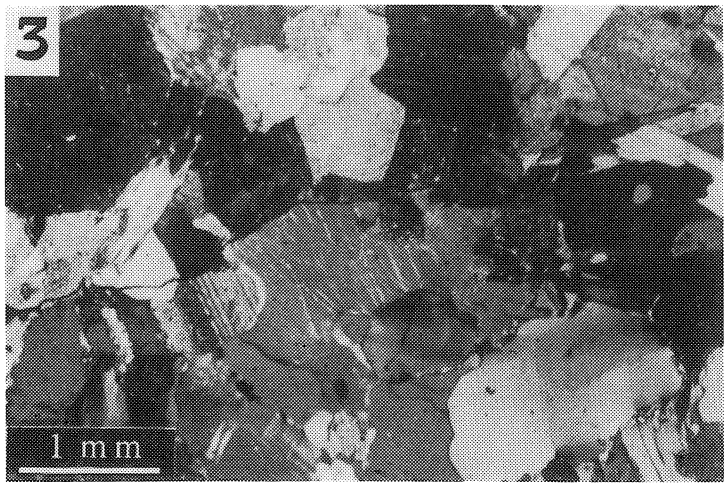

1
f
1 mm
2
f
1 mm
3
f
p
1 mm
4
f
1 mm
5
f
1 mm

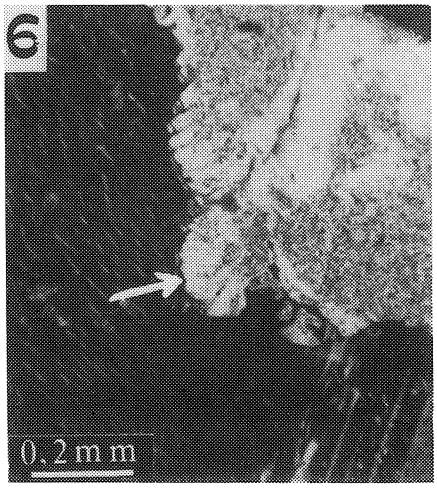

1
1 mm

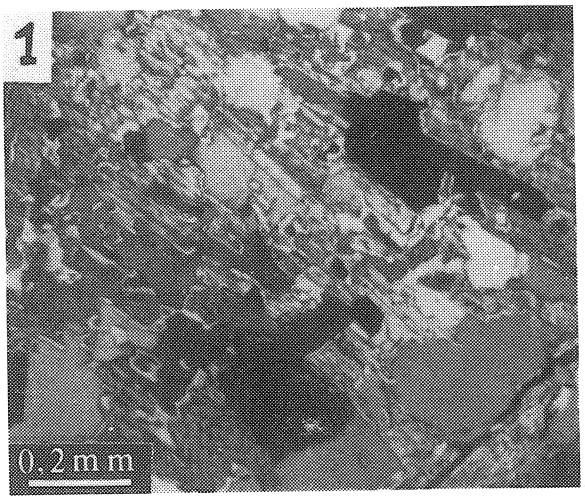

4
0.2 mm

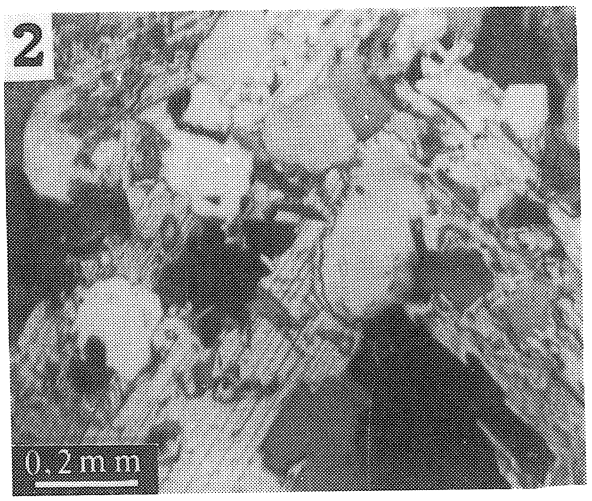

2
1 mm

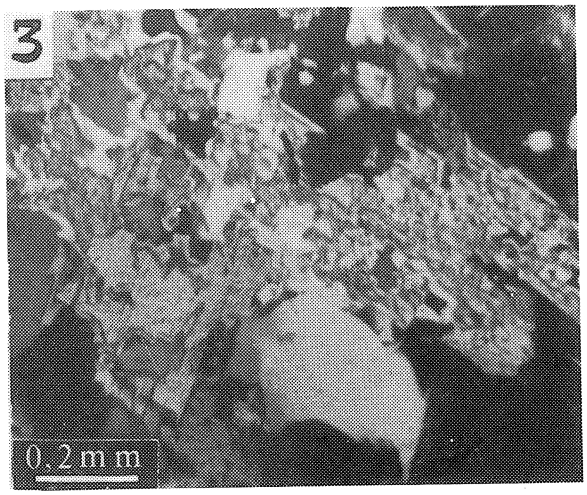

5
0.2 mm

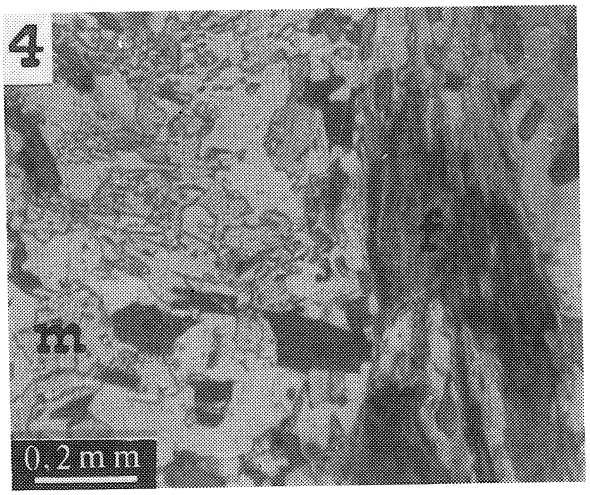

3
1 mm

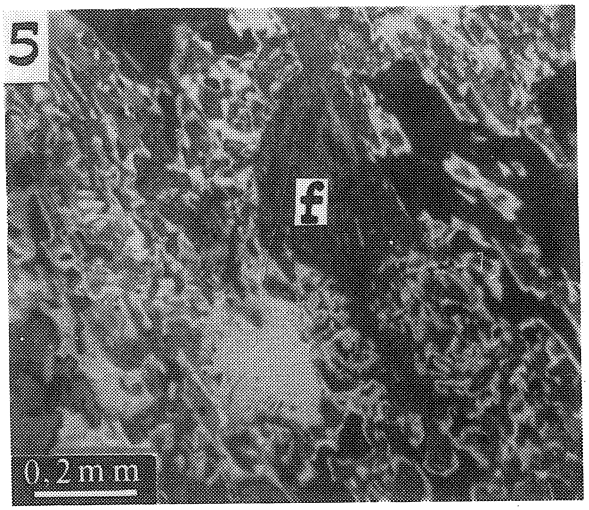

6
0.2 mm

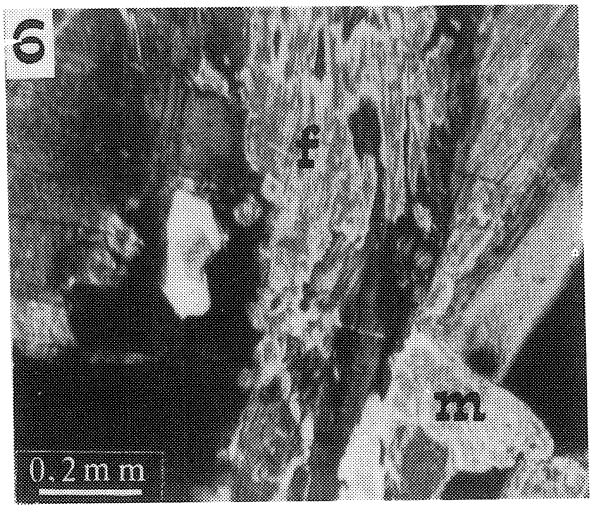

1
0.2 mm

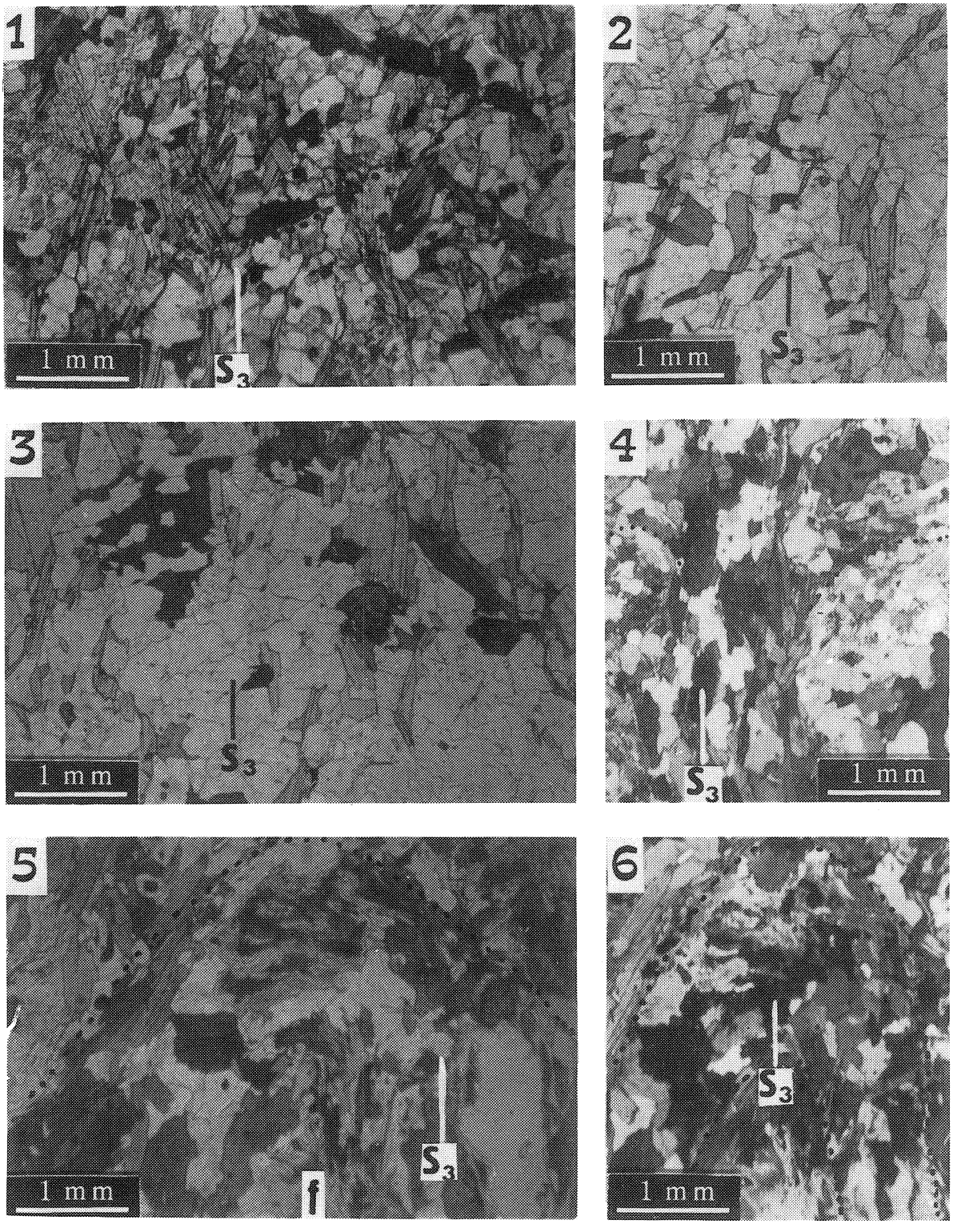

2
0.2 mm


3
0.2 mm

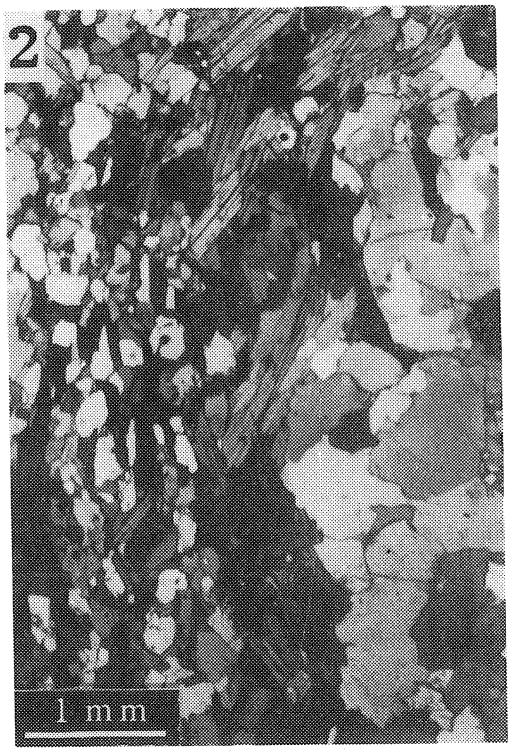

4
f
m
0.2 mm

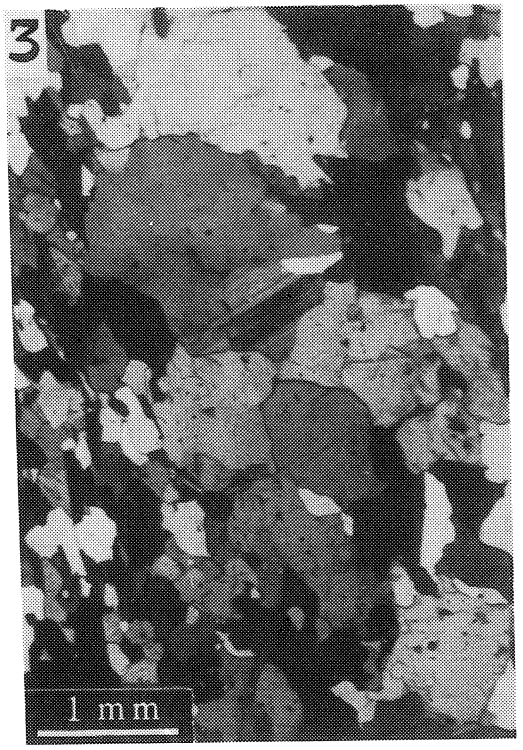

5
f
0.2 mm


6
f
m
0.2 mm


1
1 mm
S3
2
1 mm
S3
3
1 mm
S3
4
S3
1 mm
5
1 mm
f
S3
6
S3
1 mm

1
1 mm


2
1 mm


3
1 mm

4
1 mm