

## 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  $Gr_{\pm}Kya$  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, rekrytalizacja skał wyjściowych w warunkach metamorfizmu średniego stopnia, umożliwiające powstanie zespołu  $Q-Plg-Bio-Gr \pm Kya$  w partiach metapelitowych. Rekrytalizacja 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 biegly 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 rekrytalizacji 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 biotyту. 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 biegly 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  $F_3$  biegly 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 przejawiało 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 geozoterm, jak i z potężnym przykryciem i dociążeniem powodowanym przesuwaniem się nad kompleksem grubego zespołu płaszczowinowego, przypuszczalnie z południa na północ. Owo tektoniczne dociążenie przejawiało 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 rekrytalizację i homofanizację gnejsów, rozwijającą się w strefach przegubowych fałdów  $F_5$ , a więc pod ich wyraźną strukturalną kontrolą. W NW

część 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 Łądka—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. Pojawily 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 wypełnienia 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 możliwości 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).

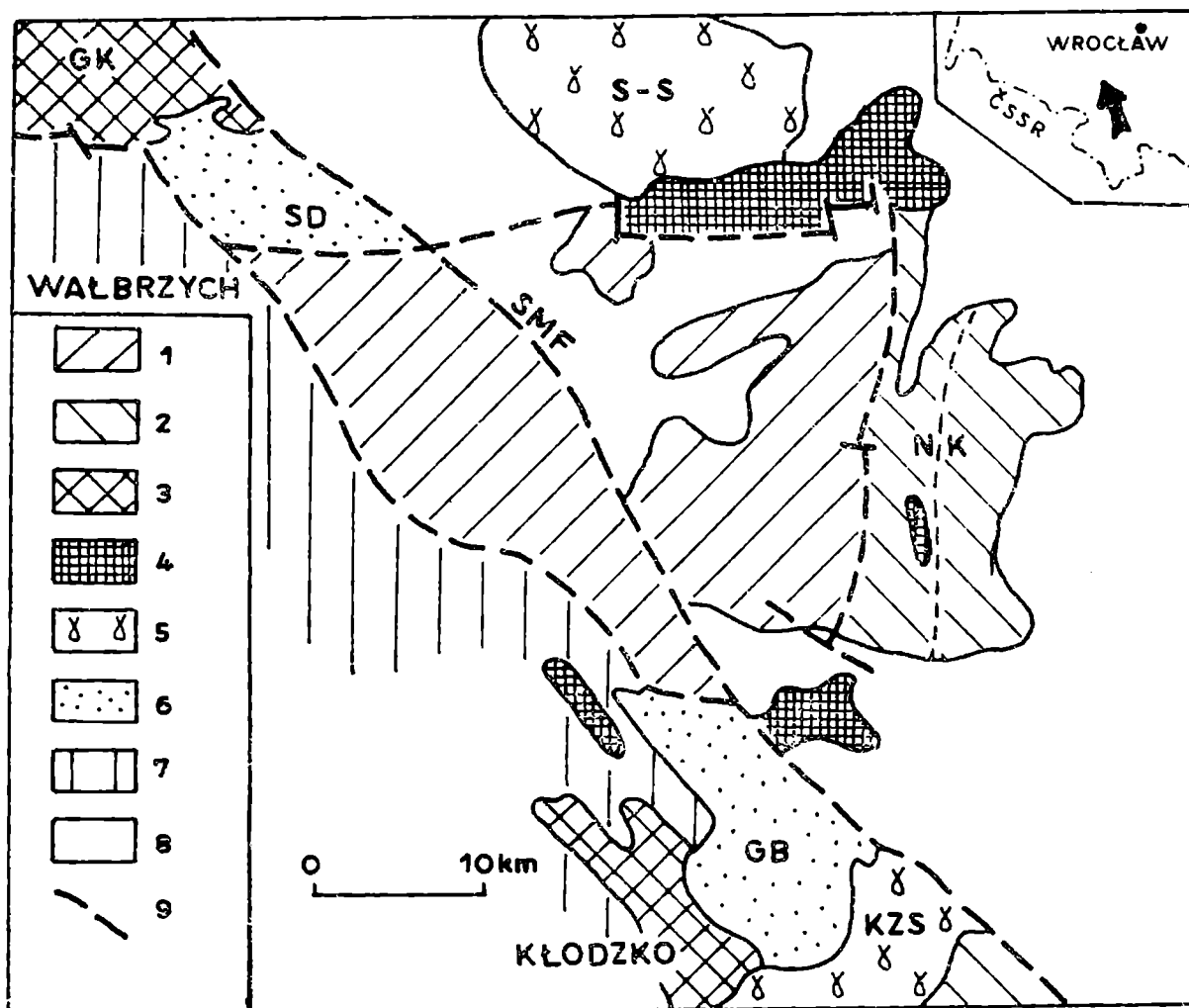


Fig. 1. Góry Sowie na tle sąsiednich jednostek geologicznych Sudetów. 1 — gnejsowo-migmatyczny kompleks sowiogórski; 2 — obszary metamorfizmu mezozonalnego; 3 — obszary metamorfizmu epizonalnego; 4 — serpentynity i gabra; 5 — granitoidy waryscyjskie; 6 — przedgórnokarbońskie skały osadowe; 7 — depresja 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 uskoc 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 — Intrasedimentary 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 późnowieżńskim 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 łądecko-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 Śleży, stanowiącym fragment asocjacji ofiolitowej (Majerowicz, 1979).

Ścisłej rzecz biorąc masyw Śleży 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 liniowych 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 nagle 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 Bystrzyca Górnej i Dzieńmorowic (Fig. 2). Osnową prac terenowych było zdjęcie geologiczne całego badanego obszaru (około 250 km<sup>2</sup>), 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, coż 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, słojuwe) 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 wydzieleni 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. Skąły 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 łusczkowych 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 słojuowe.

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, skałen 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 łuszczyków, a więc kryterium łatwe do określenia w czasie prac kartograficznych.

*Gnejs łuseczkowy* to skała zwykle drobno- lub średnioziarnista, w której łyszczki występują głównie jako pojedyncze, zazwyczaj nie tworzące skupień, blaszki, ułożone równoległe w różnych proporcjach ilościowych w kwarcowo-skaleniovym tle. Skały takie występują w okolicach Lutonii, 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-skaleniove 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-skaleniove i łyszczkowe, 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 łyszczki 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 łyszczki 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 Woliborzem (Fig. 2).

*Gnejsy aplitoidowe* to kwarcowo-skaleniove skały, koloru różowawego lub żółtawego, pozbawione biotyту 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.



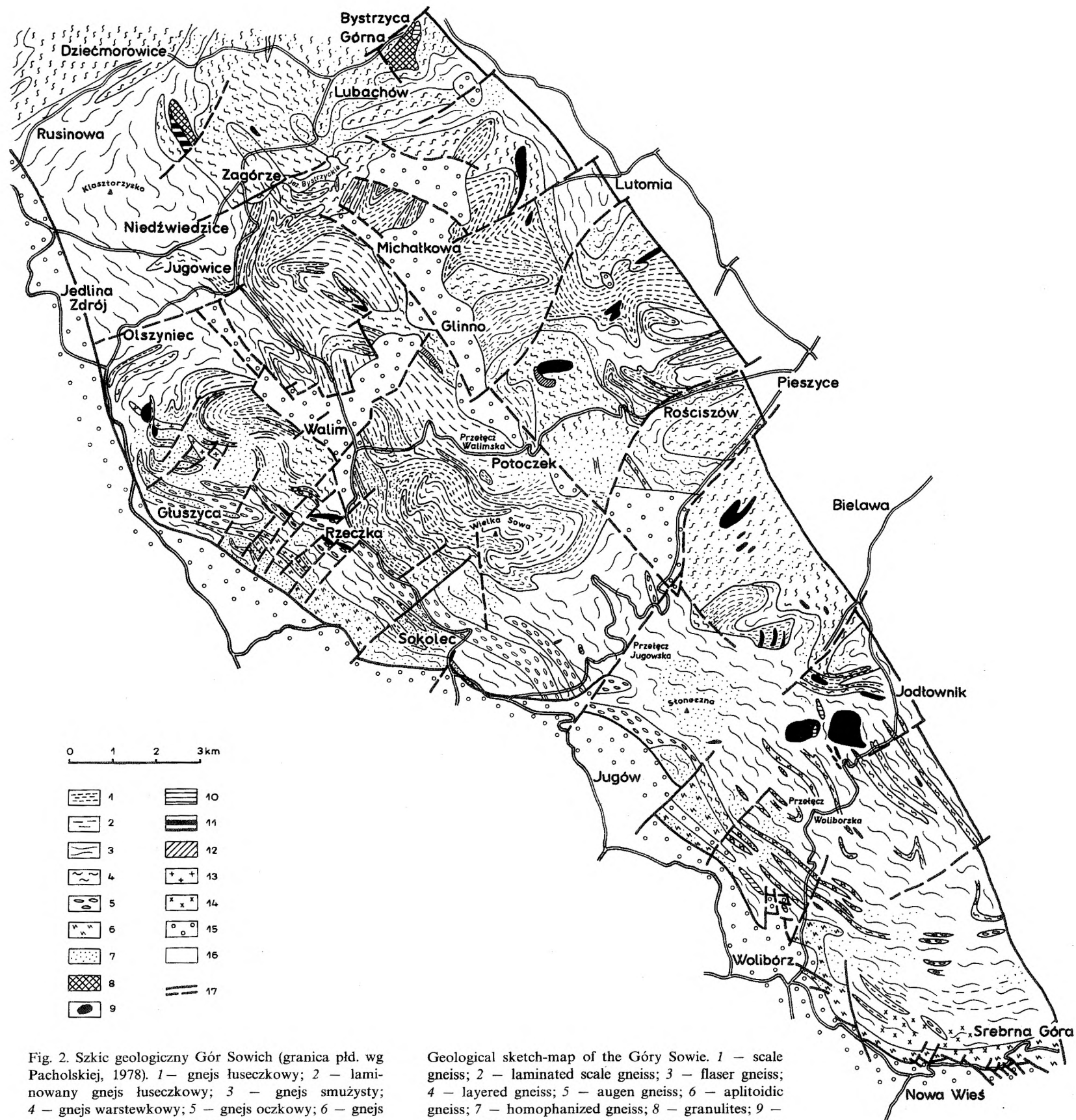


Fig. 2. Szkic geologiczny Gór Sowich (granica pld. wg Pacholskiej, 1978). 1 – gnejs łuszczkowy; 2 – laminowany gnejs łuszczkowy; 3 – gnejs smużysty; 4 – gnejs warstewkowy; 5 – gnejs oczkowy; 6 – gnejs aplitoidowy; 7 – gnejs homofanizowany; 8 – granulity; 9 – amfibolity; 10 – serpentynity; 11 – serpentynity i amfibolity nierozdzielone; 12 – hiperity; 13 – porfiry; 14 – brekje 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, perłkowatych 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 nierównomierne 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, słojuowe i drobnosłojuowe, grubosoczewkowe itd. nie dające się przedstawić kartograficznie z powodu niewielkich rozmiarów tych przeławień. 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 wydzielen 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 wspomniana 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 pudne (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 piroksem 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 płaszczka. Zserpentynizowane ultramafity, spotykane gdzieś 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, oligoklazą, skalenia potasowego, granatu i dystenu, z akcesorycznym rutylem, apatylem, 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 — przeławiczeń 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 większości 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 równoległe do powierzchni foliacji osiowej  $S_1$ .

Efektom 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 przeładowaniami 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  $S_1$ , przetrwała zatem  $S_0$  w przegubach fałdów  $F_1$ , równoległe 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 naśladowujących sedymentacyjne warstwowanie i z elementów rosnących równoległe 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 wynikała naturalnie z różnic w składzie chemicznym i mineralnym wyjściowych odmian litologicznych dzisiejszych skał sowiogórskich.

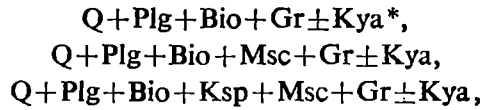
Foliacja  $S_1$  w gnejsach wyznaczana jest przede wszystkim równoległym ułożeniem blaszek biotyту lub zgodnych przerostów biotyту z muskowitem, a także równoległą zmiennością rozmieszczenia minerałów w skale, czyli obecnością ciemniejszych i jaśniejszych, bogatszych w kwarc i skalenie, warstewek. Łyszczyki 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.



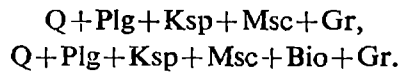
Fig. 3. Mapa strukturalna orientacji struktur liniowych faz  $D_1-D_3$ . 1 - struktury liniowe  $F_1 L_1$ ; 2 - struktury liniowe  $F_2 L_2$ ; 3 - struktury liniowe  $F_3 L_3$ ; poprzeczna kreska przy końcu strzałek symbolizujących struktury liniowe oznacza ich asymetrię. A - diagram orientacji struktur liniowych  $F_1 L_1$ : 150 pomiarów, kontury - 16%, 8%, 3%, 0,5%; B - diagram orientacji struktur liniowych  $F_2 L_2$ : 295 pomiarów, kontury - 4,5%, 3%, 1,5%, 0,5%; C - diagram orientacji struktur liniowych  $F_3 L_3$ : 320 pomiarów, kontury - 15%, 10%, 6%, 3%, 1%, < 1%. Wszystkie diagramy przedstawiają projekcje stereograficzne na dolną półkulę.  $\alpha - \alpha$ ,  $\beta - \beta$ ,  $\gamma - \gamma$  - 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.  $\alpha - \alpha$ ,  $\beta - \beta$ ,  $\gamma - \gamma$  - 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 więzby 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 przejawiało się powstaniem kilku charakterystycznych zespołów mineralnych. W dominujących tu gnejsach pelitycznych były to:



zaś w rzadszych znacznie odmianach kwarcowo-skaleniovych:



W amfibolitach rozwinął się zespół  $Hrb + Plg(And) \pm Gr$ . 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 więzby. 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 rekrytalizację minerałów już istniejących i prowadziły do transpozycji starszych elementów strukturalnych, to zasadnicze rysy więzby 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 rekrytalizacją i przy braku odpowiedniego zróżnicowania litologicznego stało się nierozpoznawalnymi. Wiadomo zaś, jak w zasadzie monotony 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 przefaldowań — 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 — skaień 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 równoległe 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, liniowe nabrzmienia widoczne na powierzchni foliacji,

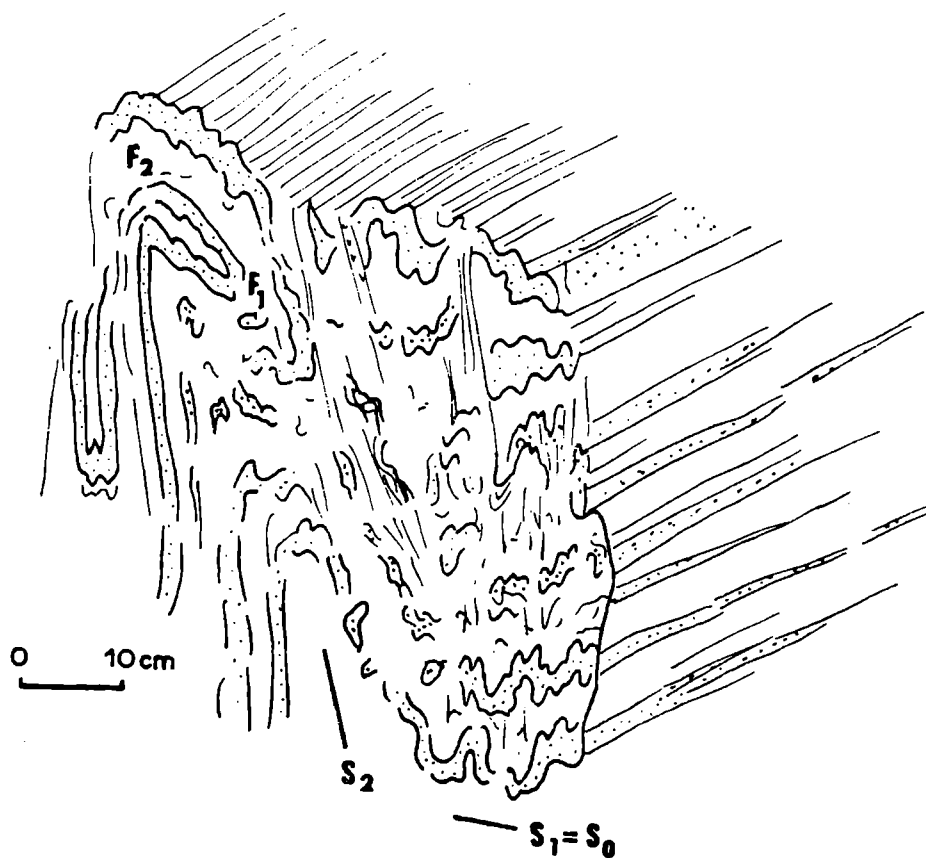


Fig. 5. Dwukrotnie sfałdowany ( $F_1$ ,  $F_2$ ) gnejs warstewkowy (warstewki kwarcowo-skaleniowe — kropkowane). Lineacja  $L_2$  — lineacja intersekcyjna  $S_1(=S_0)/S_2$  i pręty kwarcowo-skaleniowe Layered gneiss folded twice ( $F_1$ ,  $F_2$ ), quartzofeldspathic layers — dotted.  $L_2$  — intersection lineation  $S_1(=S_0)/S_2$  and quartzofeldspathic rodding

a wynikające z kierunkowego ułożenia ziarn skaleni, kwarcu i przede wszystkim łuszczaków, 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

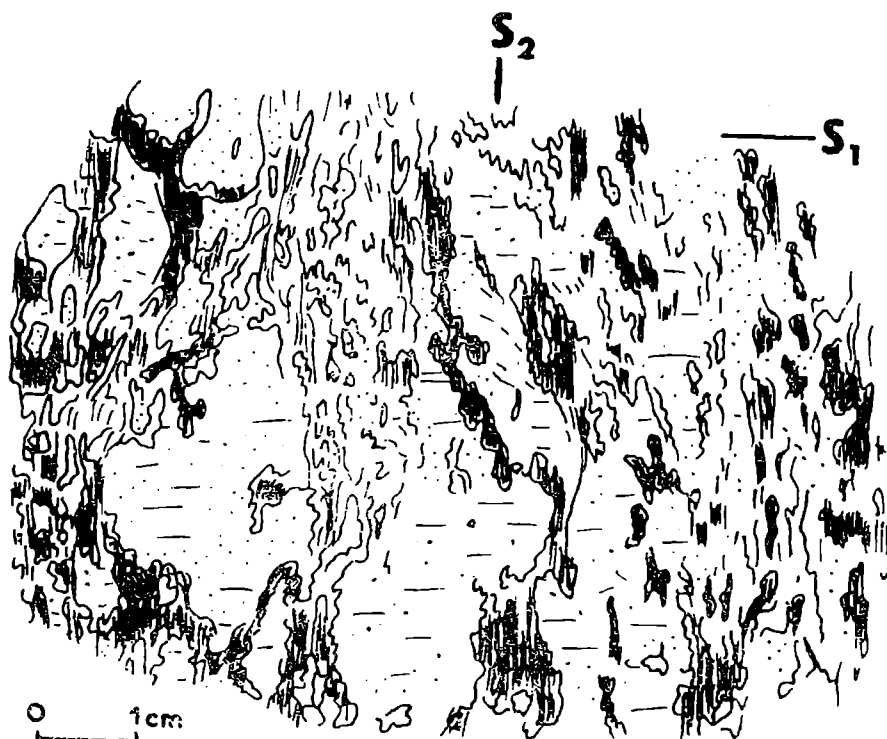


Fig. 7. Kierunkowa rekrytalizacja mineralów gnejsu warstewkowego zgodnie z foliacją  $S_2$ . Starsza foliacja  $S_1$  zachowana reliktoowo w postaci równolegle ułożonych wrostków biotyту i dystenu (*pojedyncze kreski*) w blastach plagioklazu i w warstewkach kwarcowo-plagioklazowych

Directional recrystallization of minerals of layered gneiss parallel to  $S_2$  foliation. Relic  $S_1$  foliation preserved merely as biotite and kyanite inclusions (*single parallel dashes*) in plagioclase blasts and quartz-plagioclase layers

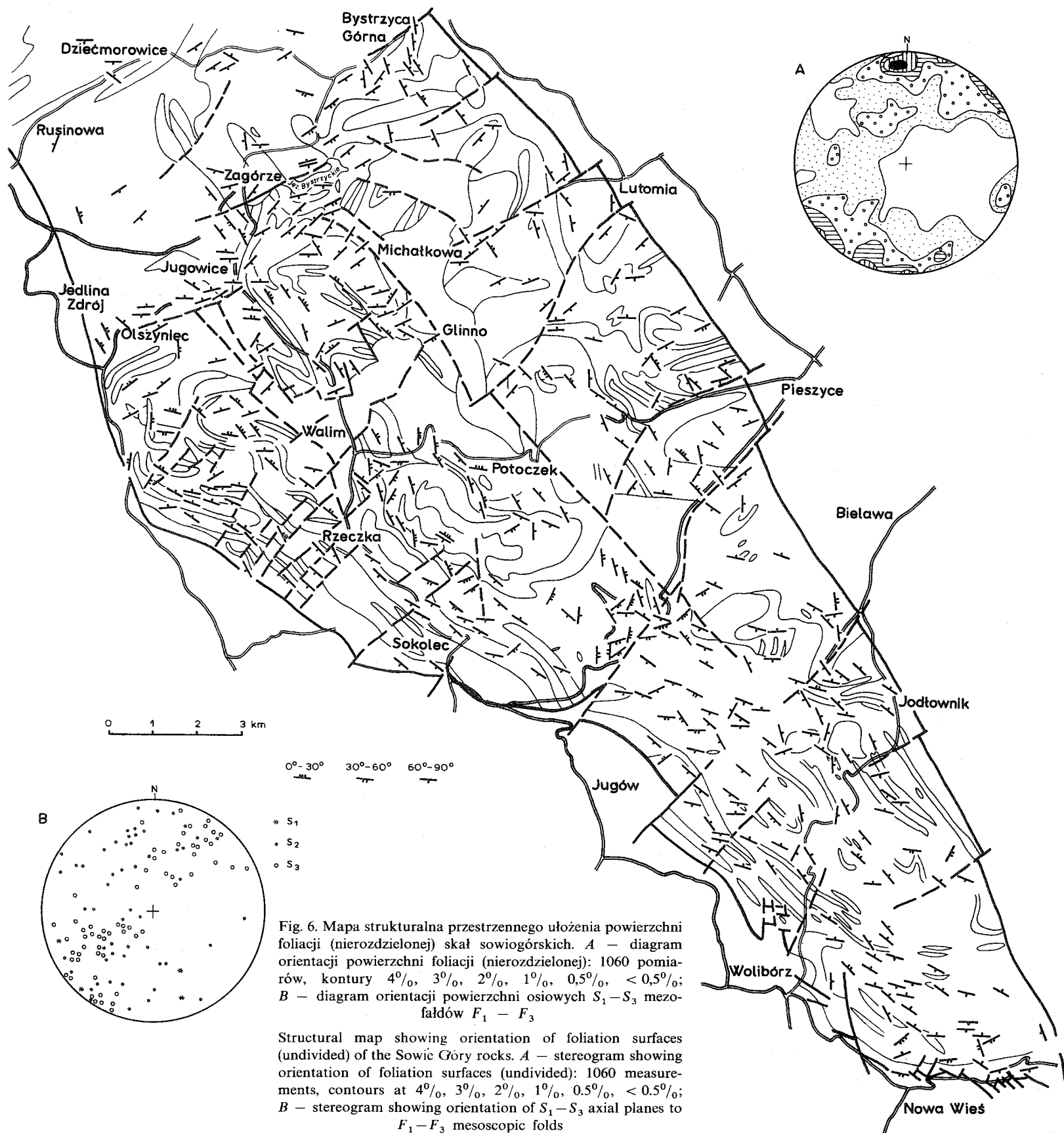


Fig. 6. Mapa strukturalna przestrzennego ułożenia powierzchni foliacji (nierozdzielonej) skał sowiogórskich. A - diagram orientacji powierzchni foliacji (nierozdzielonej): 1060 pomiarów, kontury  $4^{\circ}/_{0}$ ,  $3^{\circ}/_{0}$ ,  $2^{\circ}/_{0}$ ,  $1^{\circ}/_{0}$ ,  $0,5^{\circ}/_{0}$ ,  $<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

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  $4^{\circ}/_{0}$ ,  $3^{\circ}/_{0}$ ,  $2^{\circ}/_{0}$ ,  $1^{\circ}/_{0}$ ,  $0,5^{\circ}/_{0}$ ,  $< 0,5^{\circ}/_{0}$ ; 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-skaleniovych wrostki dystenu zachowują kierunek starszej metamorficznej powierzchni. Gdyby nie te wrostki, nie sposób byłoby tu zauważyć żadnych dowodów na obecność i sfałdowanie jakiegokolwiek 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 monotonych (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.

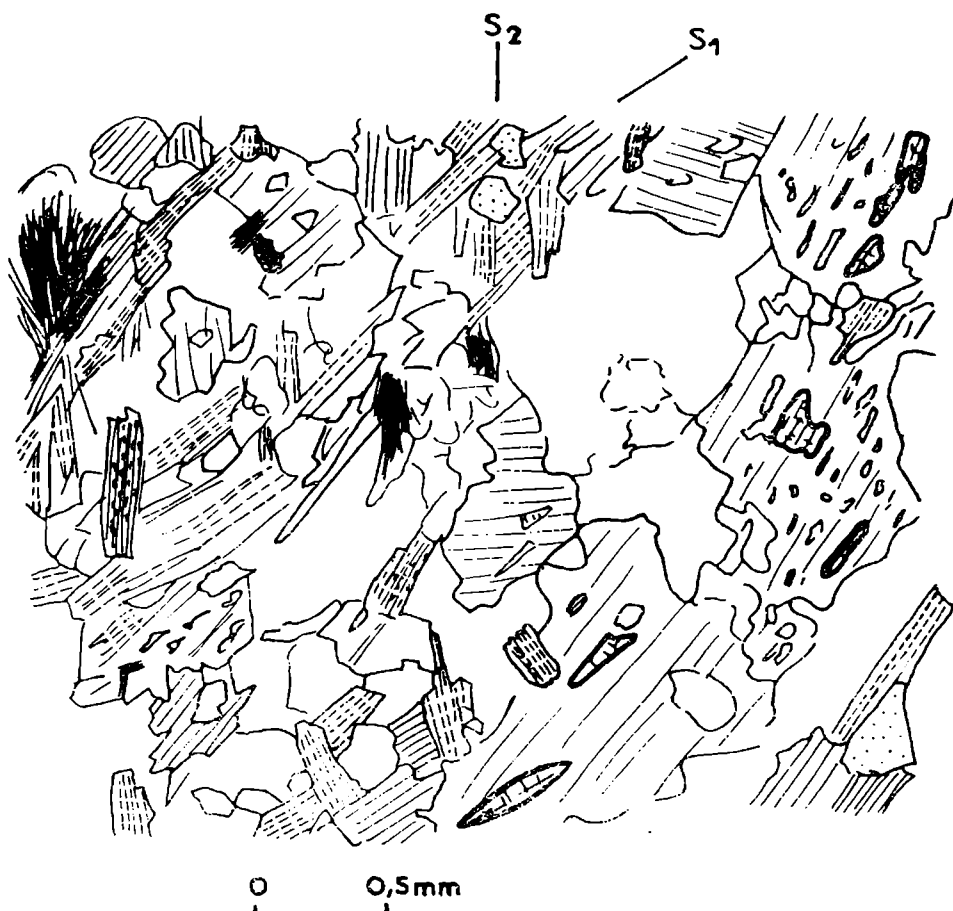


Fig. 8. Gnejs warstewkowy. Fragment mikrofałdku  $F_2$  powierzchni foliacji  $S_1$  wyznaczonej ułożeniem blaszek biotytu (*kreski przerywane*) i słupków dystenu (wysoki relief, charakterystyczna łupliwość) wrośniętych w duże blaszki plagioklastu więźby  $F_2 M_2$  (*kreskowane*). Równoległe do powierzchni  $S_2$  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 bundles and other biotite flakes 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 rekrytalizacji 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 więzby  $F_2 M_2$ .

Na przykład jedną z charakterystycznych cech mineralogicznych więzby  $F_2 M_2$  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 więzby danej skały. Granoblastyczna struktura izometrycznych ziarn kwarcu i plagioklastu właściwa jest w zasadzie więzbie  $F_1 M_1$ . Stąd też więzba ją zacierająca musi być młodsza; w przegubach fałdów  $F_2$  będzie to najpewniej więzba  $F_2 M_2$ .

Nowe jakościowo minerały w więzbie  $F_2 M_2$  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 skałe. Fibrolit rośnie kosztem biotyту, z którego przeobraża się poprzez stadium chlorytowe lub muskowitowe. Wśród produktów tego procesu są minerały nieprzezroczyste (głównie ilmenit) oraz nierzadko skałen potasowy (Żelażniewicz, 1984a).

W ten sposób więzba  $F_2 M_2$  w skałach metapelitycznych w stosunku do więzby  $F_1 M_1$  ulega wzbogaceniu o syllimanit, a także o muskowit, chloryt i skałen 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 rekrytalizujących lub krystalizujących w fazie  $D_2$  minerałów, wspólnie budujących więzbę  $F_2 M_2$  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.

Atolowe 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 gnejsach 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, biotyту, syllimanitu, chlorytu, skalenia potasowego i plagioklazu.

Zespół  $Bio-Cl-Sil$ , spotykany w gnejsach pelitycznych Gór Sowich, określa w pewnym stopniu warunki  $P-T$  fibrolityzacji biotyту 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.

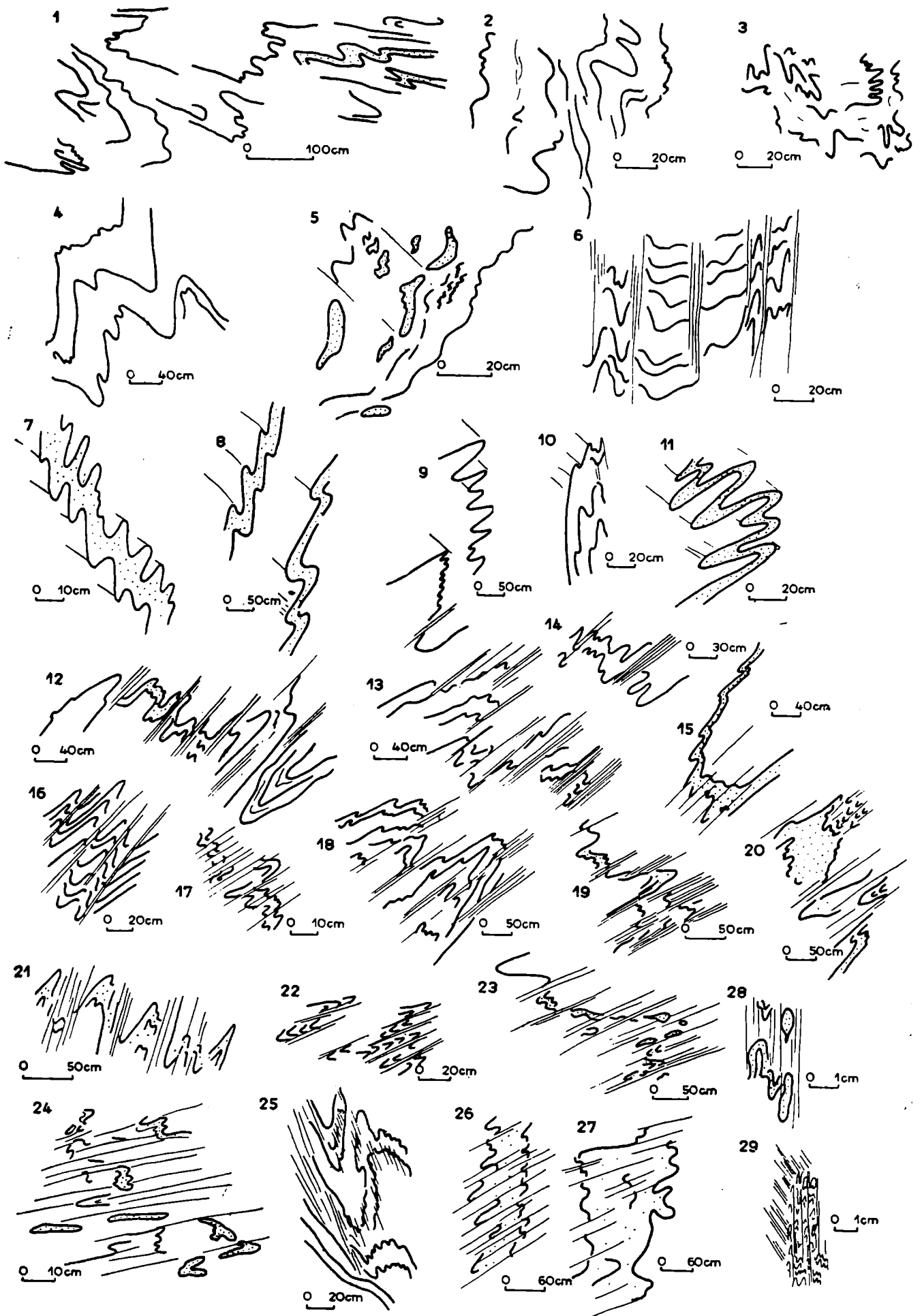


Fig. 9. Przykłady profili mezoskopowych fałdów  $F_3$

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). Biegają 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 zablizniana bywa mobilnym materiałem leukokratycznym, co w laminowanych odmianach gnejsów daje niekiedy kwarcowo-skalenicowe pręty. Przeważnie jednak lineacja  $L_3$  to lineacja mineralna, rekrytalizacyjna, 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 rekrytalizacji.

W takiej sytuacji rozróżnienie w terenie lineacji powstałych w różnych fazach deformacji może narażać na 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 liniowo ułożonych charakterystycznych minerałów bądź zespołów mineralnych o znanym czasie pojawienia się w wieźbie badanych skał. Takim minerałem jest np. dysten w przypadku struktur liniowych  $L_1$ , 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 nagromadzenie się mobilnego materiału kwarcowo-skalenicowego, 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 strefy syllimanitowej równoległe do niej układanie się powierzchni spłaszczenia nodulek i agregatów kwarcowo-syllimanitowych, będących w tych skałach końcowym efektem progresywnej mineralogicznej ewolucji ich więzby (por. s. 225). Taka pozycja nodulek świadczy o strukturalnej kontroli fałdów  $F_3$  nad ich rozwojem (Fig. 10). Poza przegubami fałdów  $F_3$  i strefami występowania nodulek i agregatów kwarcowo-syllimanitowych, względnie  $Q-Msc \pm Ksp$  pseudomorfoz po nich, rozpoznanie i wyróżnienie foliacji  $S_3$  jest praktycznie niemożliwe.

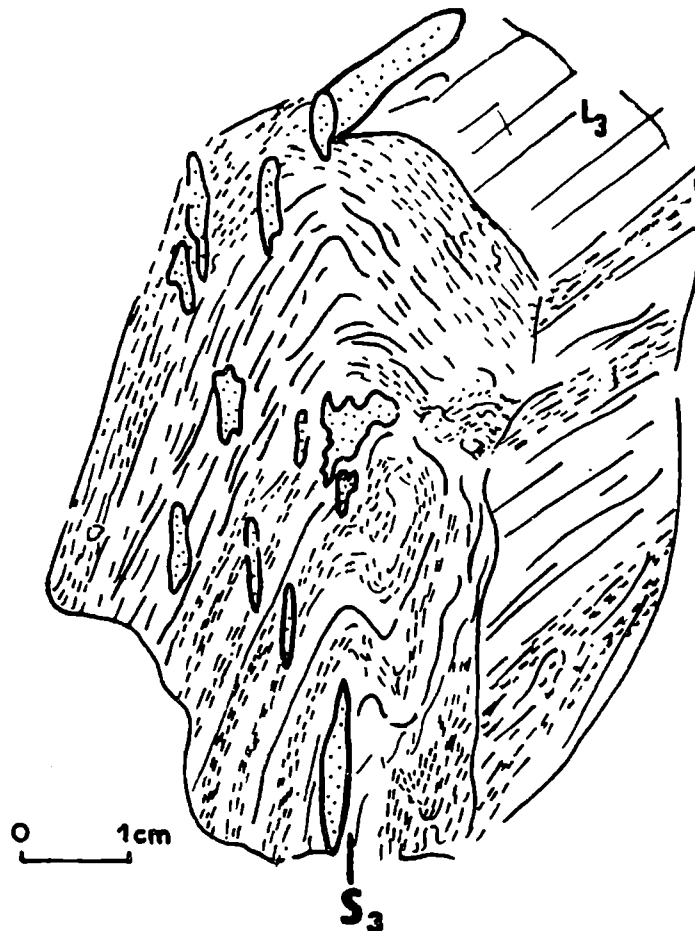


Fig. 10. Gnejs łuseczkowy. Pozycja nodulek kwarcowo-syllimanitowych (*kropki*) w strukturze fałdów  $F_3$

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  $Q-Plg(Ksp)-Bio(Msc)-Gr \pm Kya$ . 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 równoległe do powierzchni osiowych rozwijających się fałdów, to jednak w swjej 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 wspomnianych 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 sillimanitu w gnejsach sowiogórskich (Żelaźniewicz, 1984a). Występujący w nich sillimanit 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-skalieniowe pręty (ang. *rods*) z współwystępującym w nich  $Sil_2$ , wyznaczające kierunki lineacji  $L_2$ , ulegają później przekształceniu na spłaszczone skupienia (nodule) zreorientowane w kierunku  $L_3$  (Fig. 11).

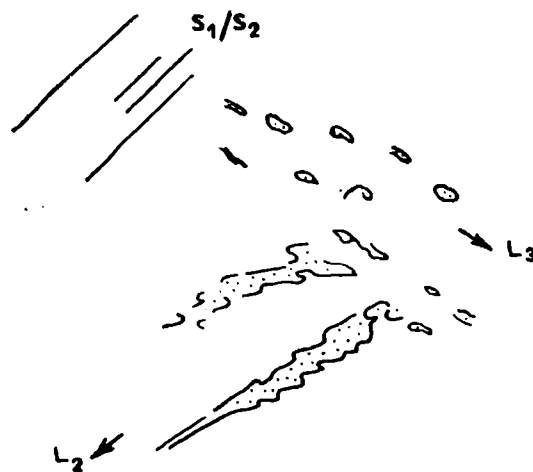


Fig. 11. Szkic obrazujący strukturalne przekształcenie kwarcowo-skalieniowo-syllimanitowych prętów  $L_2$  w kwarcowo-syllimanitowe nodule zgodne z lineacją  $L_3$

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 przelawicających 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-skalieniowo-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 ( $L_2$ ). Przelawicające się z nimi pakiety gnejsu łuseczkowego prawie nie uległy rekrytalizacji. 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 łuszczków i delikatne ich zmarszczkowanie oraz, w formie reliktywnej, przez ułożenie owych agregatów w pewne szeregi, zachowujące jeszcze nadal kierunek  $L_2$  (Fig. 11). Na powierzchni 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 rekrytalizacji 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 związane, jak się zdaje, jedynie z widocznymi różnicami teksturalnymi między dwiema odmianami gnejsów, wykazującymi ogólnie ten sam skład chemiczny i mineralny.

Nie ulegające rekrytalizacji gnejsy łuseczkowe zachowały swą starą foliację  $S_2 = S_1$ . Gnejs warstewkowy, poddany silnej rekrytalizacji  $M_3$ , otrzymał nową foliację  $S_3$ , zgodną wszelako z foliacjami starszymi ławic sąsiednich gnejsów łuseczkowych. Choć foliacje te różnią się oczywiście czasem rekrytalizacji 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  $90^\circ$ , 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 rekrytalizacja metamorficzna, stąd brak jest w zasadzie mineralnej lineacji  $L_4$ . Pojawia się ona sporadycznie, bardzo lokalnie, w miejscach gdzie do takiej rekrytalizacji 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

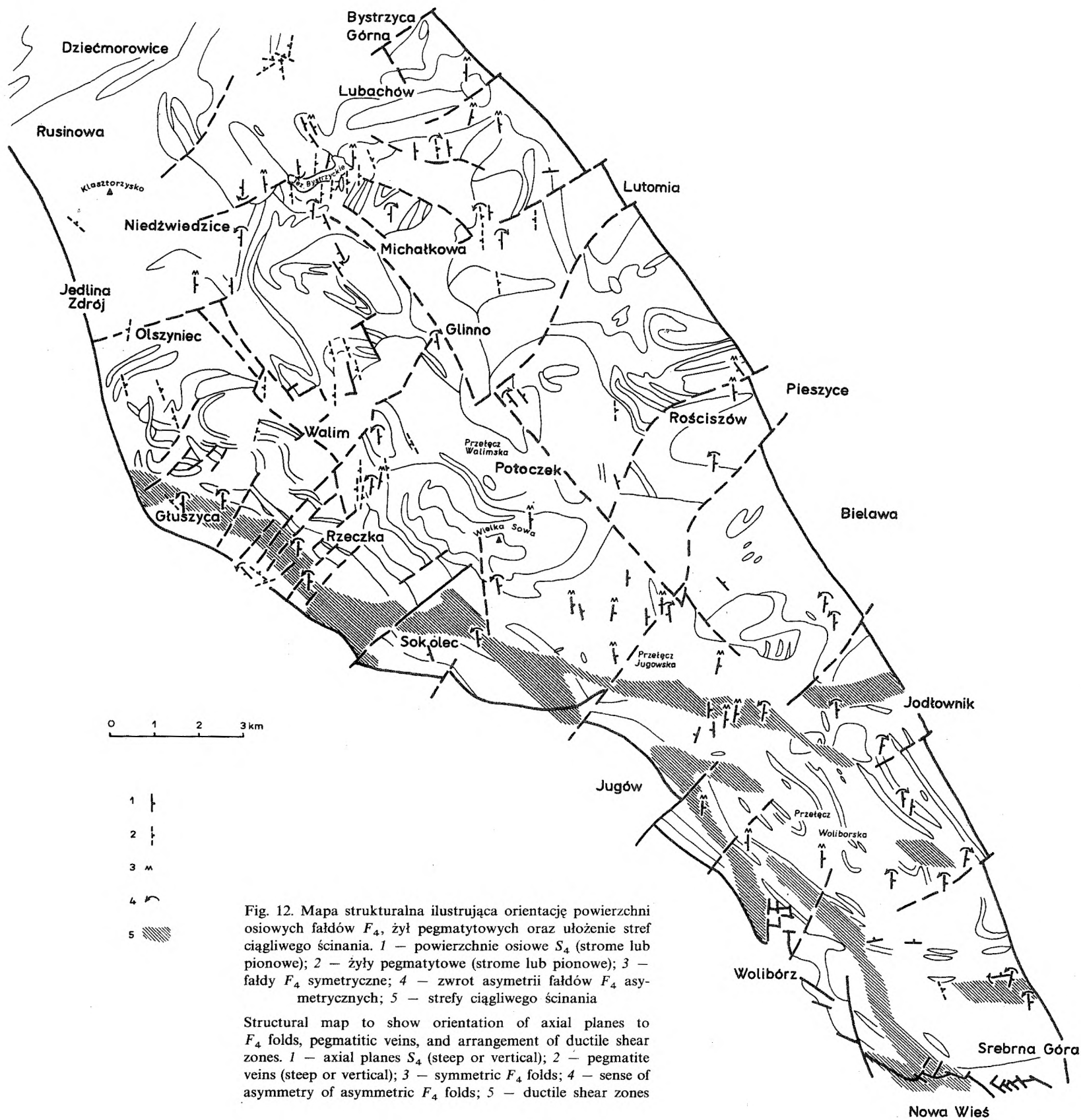


Fig. 12. Mapa strukturalna ilustrująca orientację powierzchni osiowych fałdów  $F_4$ , żył pegmatytowych oraz ułożenie stref ciągliwego ścinania. 1 – powierzchnie osiowe  $S_4$  (strome lub pionowe); 2 – żyły pegmatytowe (strome lub pionowe); 3 – fałdy  $F_4$  symetryczne; 4 – zwrot asymetrii fałdów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

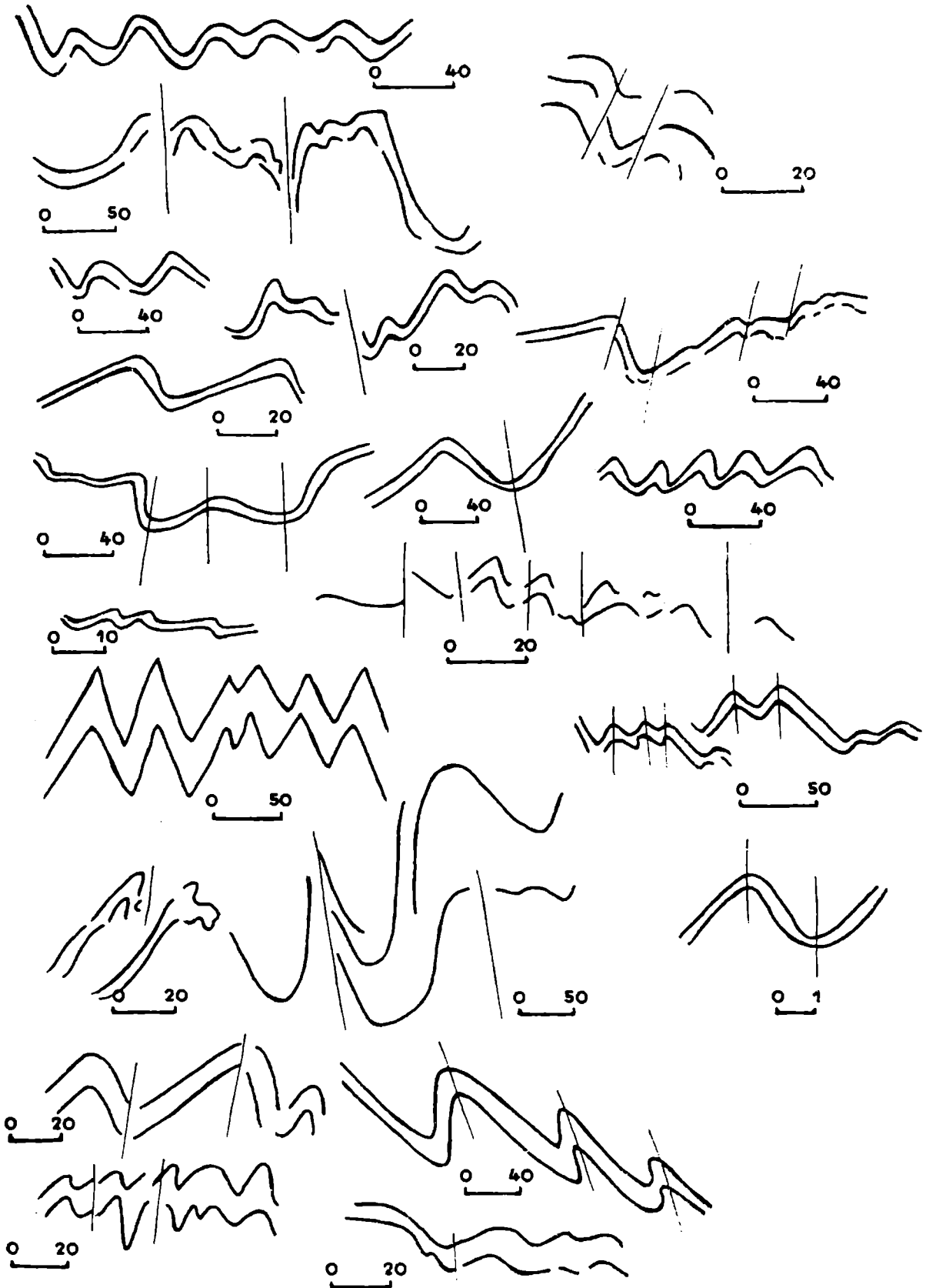


Fig. 13. Przykłady profili fałdów  $F_4$ . Skala liniowa w centymetrach  
 Profiles of  $F_4$  folds. Scale bars in centimetres

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.

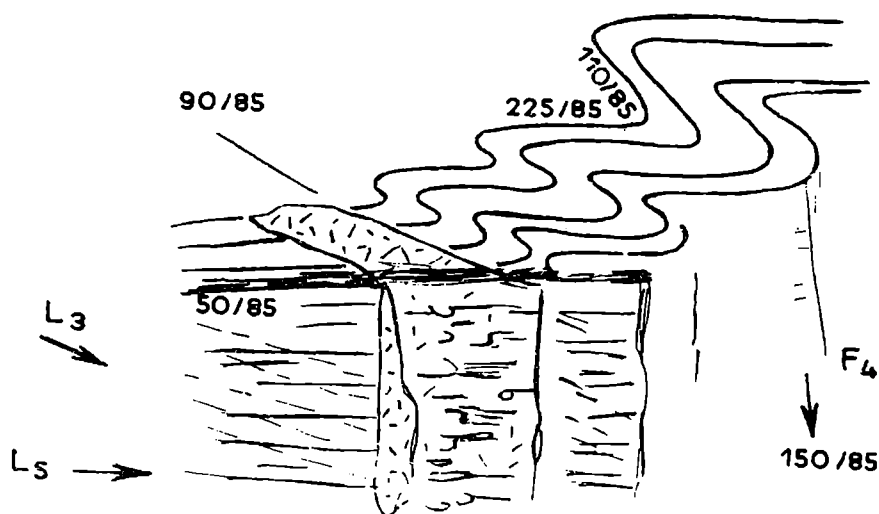


Fig. 14. Południkowa, pionowa (90/85) żyła pegmatytu równoległa do powierzchni osiowych  $S_4$  stromo nachylonych fałdów  $F_4$ , przecięta przez NW—SE (50/85) biegnącą strefę ścinania, zgodną z dłuższymi skrzydłami fałdów  $F_4$ . Na powierzchniach ściec w pegmatycie widoczna jest lineacja elongacyjna  $L_5$ , która na powierzchniach foliacji w skrzydle fałdu nakłada się na lineację rekrytalizacyjną  $L_3$

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  $L_5$  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 zespół ścięć, zbliżony położeniem przestrzennym do foliacji, a przede

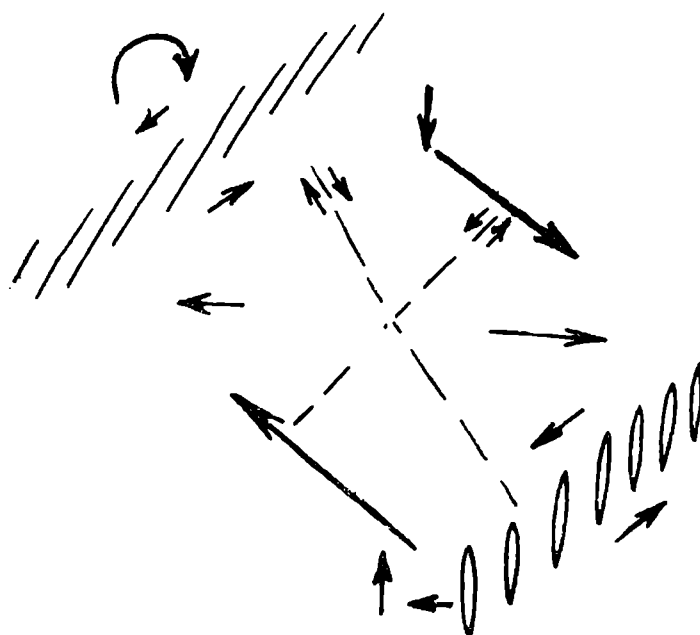


Fig. 15. Schemat orientacji pochodnych naprężeń, ścięć Riedla i szczelin otwartych w skałach kompleksu sowiogórskiego, wywołanych prawostronnym ruchem przesuwczym I rzędu w podłożu kompleksu gnejsowego

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 ciągłego ścinania i mylonityzacji

Co więcej, owa sytuacja kinematyczna okazała się w Górach Sowich bardzo brzemienne 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 z kataklazowanych 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 (*vide* 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 feldspatytacji 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 wizeny, 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 zablźnionej — linii tektonicznej, mającej, między innymi, związek z uprzednią mylonityzacją gnejsów.

W trakcie moich 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 ciągłego (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 wątplenia od nich młodziej 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 ciągłym 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 ciągłej, choćby przez obecność charakterystycznych wstęgowych ziarn kwarcu (cf. Żelaźniewicz, 1985). Efekty bardzo silnych odkształceń ciągłych 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 ciągłym.



Fig. 16. Pasemka mylonityczne w gnejsie poddanym kataklastycznemu odkształceniu ciągłemu  
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 łuszczyków o różnej wielkości blaszek oraz przez drobnomozaikowy generalnie kwarc, względnie drobnoziarnisty agregat kwarcowo-skaleniovowy (Fig. 16; Pl. I, II). Lokalnie w takich strefach pojawiają się minerały nieprzezroczyste (przede wszystkim ilmenit), częste są ziarenka mikroklinu lub myrmekit. Nierzadko skałen 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.

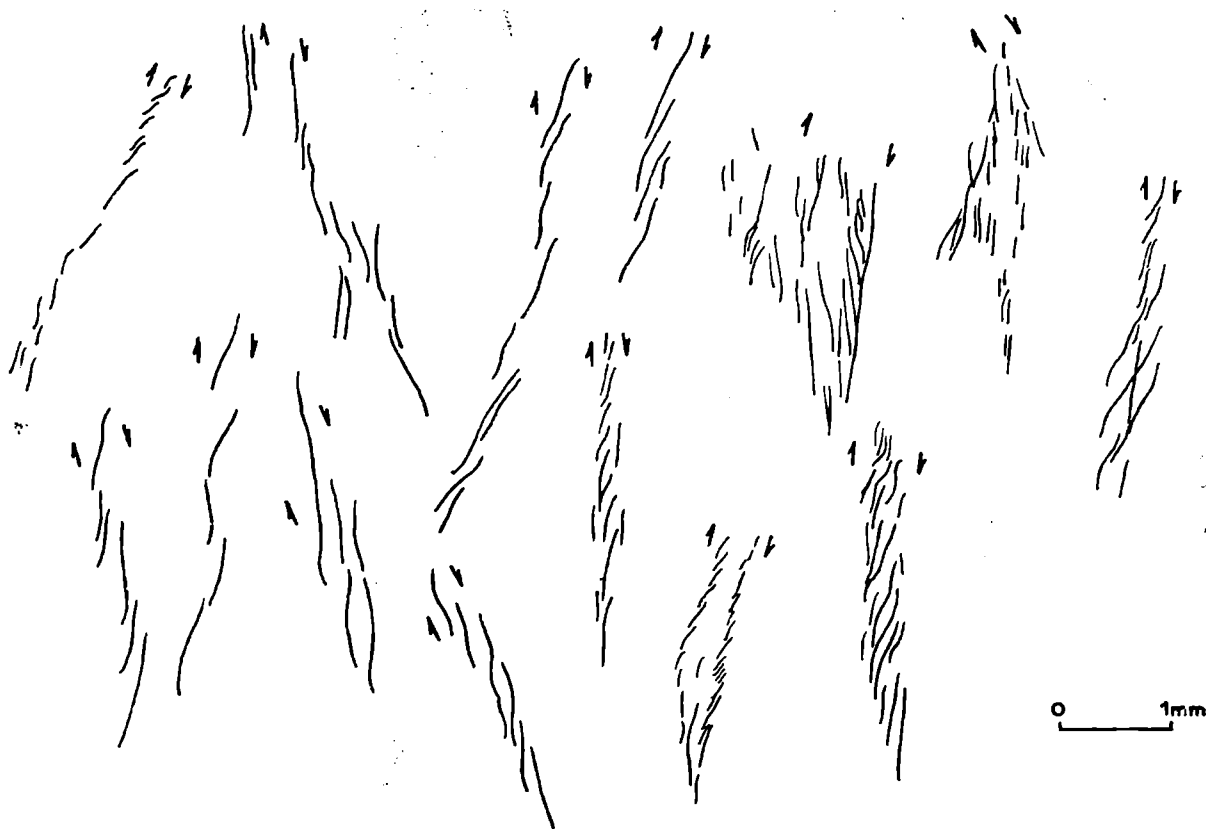


Fig. 17. Przykłady ułożenia prawoskrętnych szeregów kulisowych mikroskopowych pasemek mylonitycznych

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 ciągłego 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 (odstęp 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 wspomniane powyżej mylonityczne pasemka, wstępcowe 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 ciągłego 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 ciągłego 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 dotyczą wszelako znacznie już pogrubione ziarno skały. Przejawiają się one ciągłą deformacją kwarcu, tworzącego wydłużone ziarna, silnie spłaszczone pomiędzy okrągłymi i bardziej kruchymi skaleniami, załamowaniem dużych blaszek ływczyków 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 ciągłemu ścinaniu niż skały drobnoziarniste. Zależało to także od ilości ływczyków 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  $30^\circ$  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 ływczyków;

(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 ływczyki.

Porfiroklasty to ziarna bardziej na deformację odporne, przede wszystkim plagioklasty, ale także kwarcu, skalenia potasowego, muskowitu czy biotyty. 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 romboidalne kształty, inne są okrągławe, jeszcze inne wyciągnięte i niekiedy zrekrytalizowane 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 zablizniając je albo kwarc, albo skałen potasowy (Pl. II: 4).

Drugim, poza kwarcem, istotnym składnikiem pasemek mylonitycznych są sprasowane pakiety łuszczyków. Blaszki ich ułożone są zawsze równoległe do powierzchni przemieszczeń i mocno ściśnięte, co uwydatnia mylonityczną foliację (Pl. I, II). Bardzo często podkreślana jest ona jeszcze dodatkowym rozdrobnieniem blaszek łuszczyków na drobnutkie strzępki, o dość niskich zazwyczaj barwach interferencyjnych. Koncentracje minerałów nieprzezroczystych w pasemkach mylonitycznych sugerują, że dokonuje się tu rozpad biotyty 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 łuszczykowych blaszek.

Podformacyjna rekrytalizacja powodowała nie tylko wzrost nowych ziarn kwarcu, ale także i muskowitu. Należy podkreślić, że tylko te dwa minerały, niekiedy wraz ze skałenem potasowym, pojawiają się jako nowe, pościęciowe składniki więzby skały. Mikroskopowe obserwacje pokazują, że jasny łuszczyk, o cechach optycznych fengitu, wyraźnie niezależny od wspomnianych łuszczykowych 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 łuszczyków, 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 hydratyacji i w obecności potasu przeradza się w ów jasny łuszczyk. 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 akwaticznym 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 uzmysłwić 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 przeciwnym, przeobrażeniom.

Istotną cechą stref ścinania jest wspomniana już obecność objawów równoczesnego rozciągania deformowanych skał. Rozciąganie to przejawia się, między innymi, istnieniem tensyjnych szczelin 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 przez mnie strefy ciągłego 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.

Zabliżanie takich drobniutkich tensyjnych pęknięć przez kwarc bądź skałen potasowy świadczy o ciągle dużej aktywności tych składników i ich obecności w roztworach krążących w skałe 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 poliminerálne, rombów lub okrągławe porfiroklasty (Pl. II: 2—3) i nadając skałe 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 rombów 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  $30-35^\circ$  (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 równoległe 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 deforacja odbywała się przez rozwój powierzchni ścinania w nowym kierunku, odpowiadającym powierzchniom osiowym owych fałdek (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 łuszczkowych strzępków. Generalnie istnieją zatem dwie mylonityczne foliacje, widoczne tym lepiej, im bardziej skała ulegała ciągłej deforacji mylonitycznej. Wzrost intensywności tej deforacji 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).

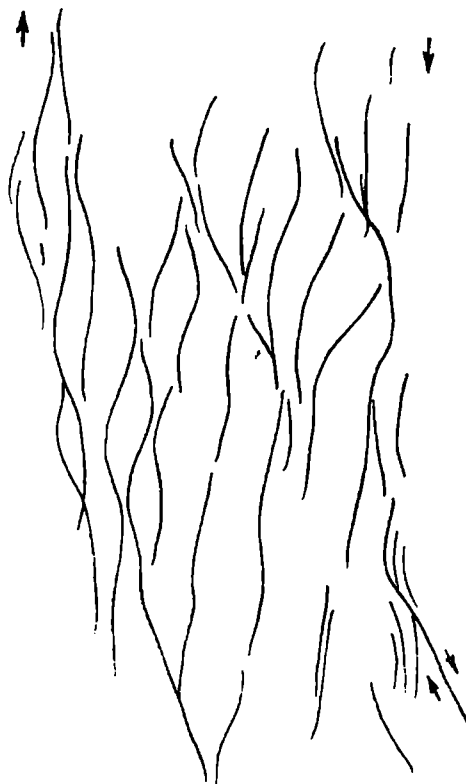


Fig. 18. Charakterystyczny układ dwóch zespołów foliacji mylonitycznej  
Characteristic pattern of two sets of mylonitic foliation

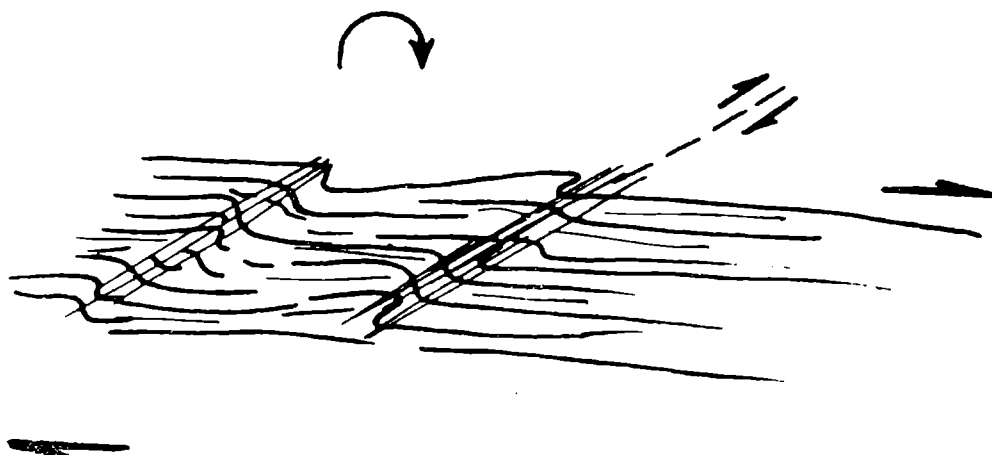


Fig. 19. Odkształcenia wynikające z prawostronnych przemieszczeń wzdłuż powierzchni głównej foliacji mylonitycznej

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,

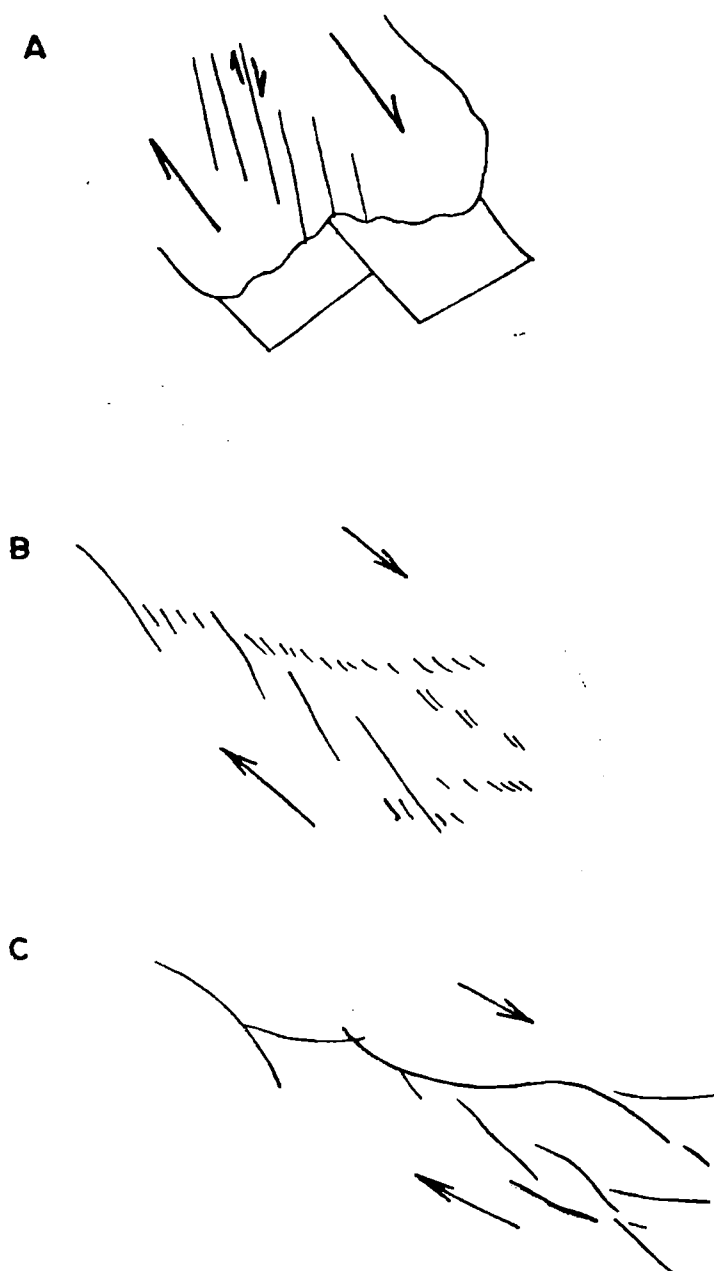


Fig. 20. Układ ścięć w strefach ciągliwego ścinania w Górach Sowich. *A* – Schemat klasycznego doświadczenia Riedla. Prawostronne przemieszczenia przesuwcze w podłożu kompleksu sowiogórskiego wywołują ścinanie pochodne w skałach kompleksu. *B* – kulisowe ułożenie prawostronnych ścięć w Górach Sowich (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  $30^\circ$  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 ścicia. 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 ciągłego ścinania, a foliacja biegnie ogólnie w kierunku NW—SE (Fig. 6, 12) brak

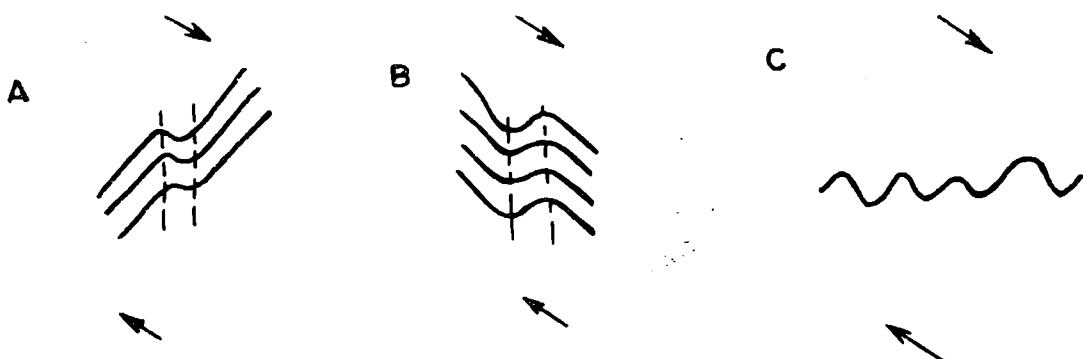


Fig. 21. Wpływ pozycji foliacji sprzed fazy  $D_4$  na zwrot asymetrii fałdów  $F_4$ , powstających jako struktury pochodne prawostronnej pary sił działającej w płaszczyźnie poziomej. Objasnienia w tekście

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



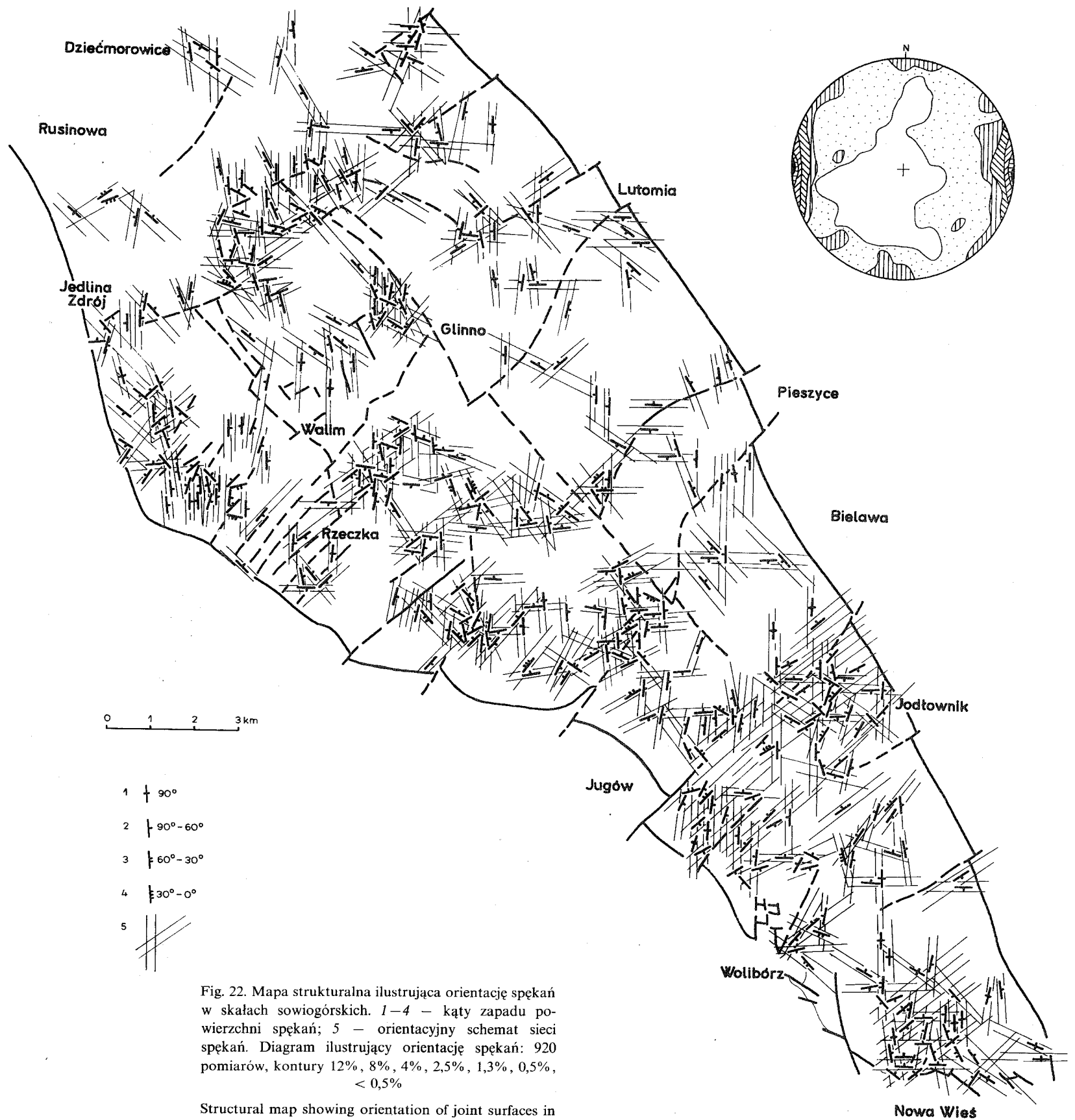


Fig. 22. Mapa strukturalna ilustrująca orientację spękań w skałach sowiogórskich. 1-4 - kąty zapadu powierzchni spękań; 5 - orientacyjny schemat sieci spękań. Diagram ilustrujący orientację spękań: 920 pomiarów, kontury 12%, 8%, 4%, 2,5%, 1,3%, 0,5%, < 0,5%

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 spękaniem zabliznianymi żyłami pegmatytów o teźże 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 ciągłego 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 ciągłego 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 ciągłego 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 spękaniem. 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

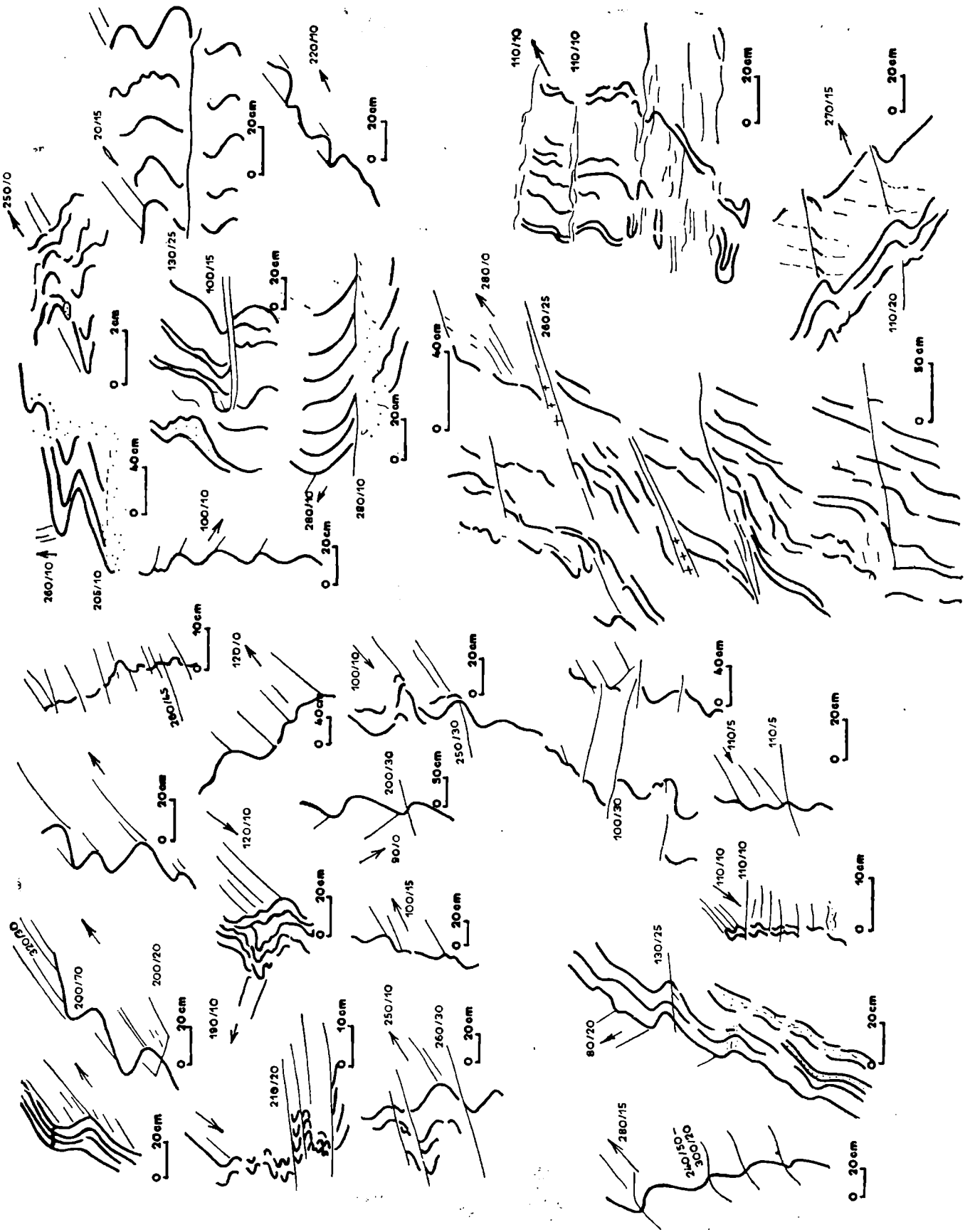


Fig. 23. Przykłady mezofałdów  $F_3$ , z podaniem orientacji ich osi i powierzchni osiowych  
Examples of  $F_3$  mesoscopic folds, with shown orientation of their axes and axial planes



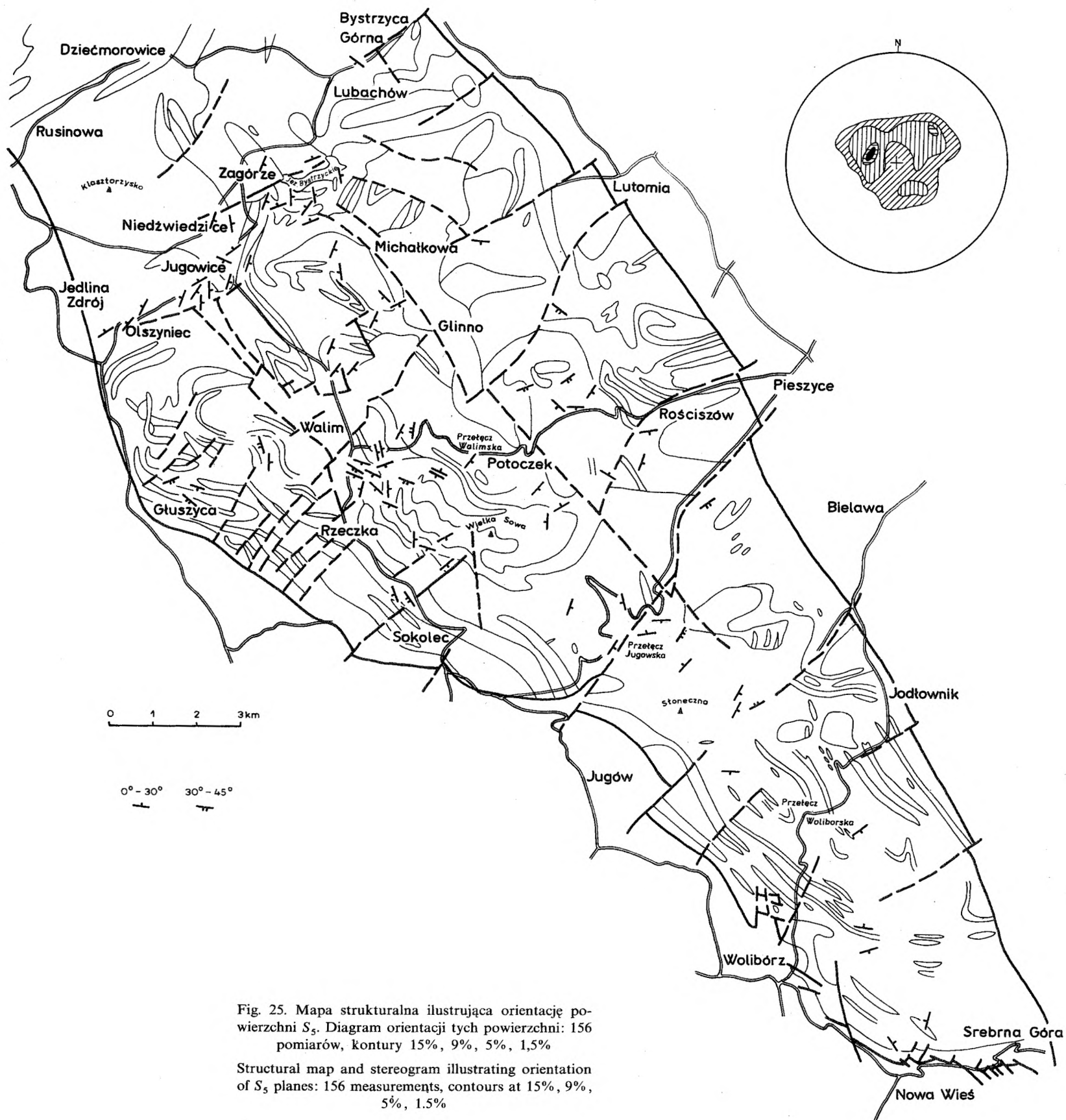


Fig. 25. Mapa strukturalna ilustrująca orientację powierzchni  $S_5$ . Diagram orientacji tych powierzchni: 156 pomiarów, kontury 15%, 9%, 5%, 1,5%

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 liniowe i planarne

W fazie  $D_5$  dokonana 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 fałdek  $F_5$  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 fałdek  $F_5$  (Fig. 23). Większość tych fałdek 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 fałdek tego zepołu.

Inną charakterystyczną cechą tych fałdek 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 rekrytalizacyjnej 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 nieznaczącej kierunkowej, synkinematycznej rekrytalizacji świadczą zaś sporadycznie spotykane blaszki łyszczaków, 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 sówiogórskich. Sytuacja taka wskazuje ogólnie na sprawowanie przez fałdowanie  $F_5$  strukturalnej kontroli nad owym procesem.

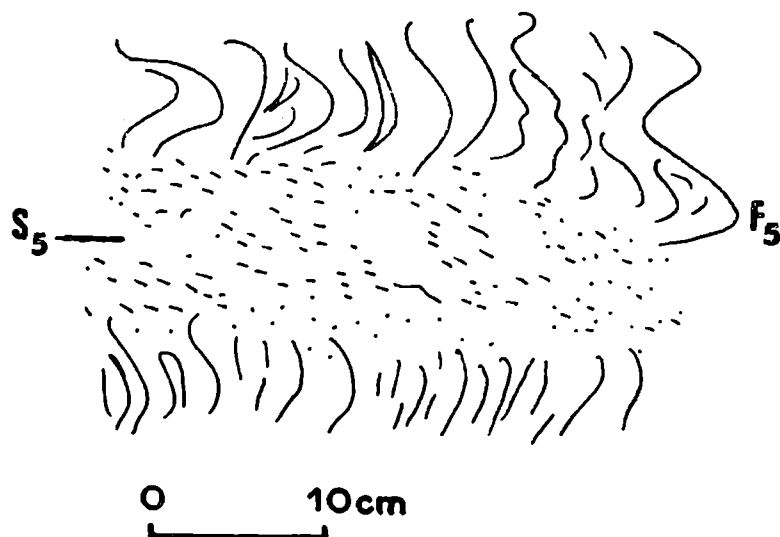


Fig. 26. Homofanizacja gnejsu w strukturze fałdu  $F_5$  równoległe do powierzchni osiowej  $S_5$   
Homophanization of gneiss, following  $S_5$  axial plane to  $F_5$  fold

Samo fałdowanie, prowadzące do powszechnego rozwoju leżących fałdów o pologich powierzchniach osiowych, jest wynikiem pionowego ściskania kompleksu sówiogórskiego i typowym przykładem działania tektoniki grawitacyjnej (*cf.* Ramberg, 1967). Ściskanie to tym łatwiej prowadziło do odkształcenia  $D_5$  skał kompleksu, że dokonywało się ono równoległe 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 rekrytalizację i pogrubienie ziarna mineralnego, prowadząc w konsekwencji do rozwoju nebulitów.

O ile zatem fałdowanie  $F_5$  spowodowane zostało jakimś dodatkowym „dociążeniem” kompleksu sówiogórskiego, 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 WIĘZBY GNEJSÓW I MIGMATYTÓW — ANALIZA TEKSTURALNA

Petrograficzne opisy gnejsów i migmatytów, podane przez Kryżę (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 Kryżę (*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 paragenezy 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 skałki potasowy (Ksp), muskowit (Msc), syllimanit (Sil) i kordieryt (Crđ), pojawiające się lokalnie w większych ilościach. Fakt ten był przyczyną tradycyjnego wydzielenia gnejsów mikroklonowych, dwuśczykowych,



syllimanitowych czy kordierytowych. To mineralogiczne zróżnicowanie gnejsów jest jednak niezależne od ich zróżnicowania teksturalnego. Mineralami 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 sillimanitowej 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 sillimanit w gnejsach o składzie  $Q-Plg-Bio-Ksp-Msc+Gr$  (Żelaźniewicz, 1984). Co więcej, w tym drugim przypadku ma miejsce daleko większa przebudowa więzby skały niż w przypadku pierwszym.

Mówiąc zatem o ewolucji więzby 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 więzby mineralnej. Część gnejsów ma wyraźnie równoziarnistą strukturę, tworzoną przez subpoligonalne lub okrągławe, cukrowate (sacharoidalne), mniej więcej izometryczne ziarna kwarcu i plagioklastu, lekko co najwyżej spłaszczone w powierzchni foliacji, podkreślanej równoległym ułożeniem krótkich pojedynczych blaszek brązowego biotyту 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. Mineraly 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 więzba typu pierwszego jest zasadniczo starsza od zazwyczaj nakładającej się na nią więzby typu drugiego. Ten stosunek wiekowy nie zawsze jest oczywiście widoczny, gdyż albo starsza więzba zbyt została zatarta rekryształizacją produkującą więzbę młodszą, albo w danej skale więzby 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.

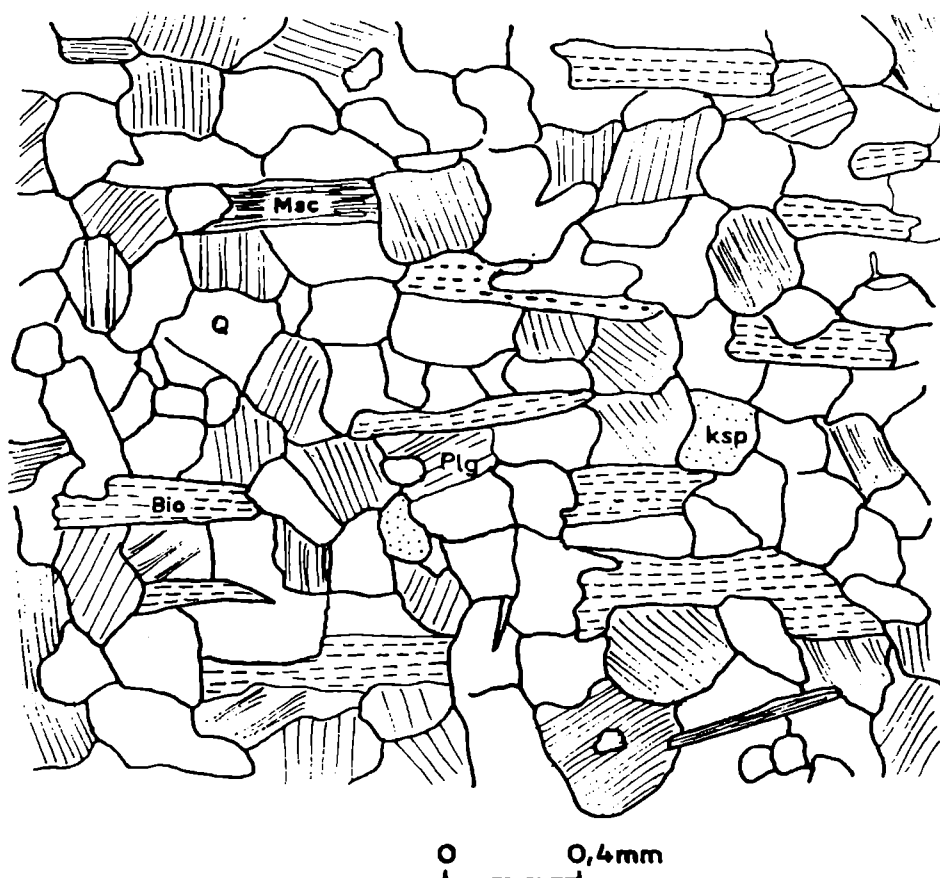


Fig. 27. Sacharoidalna więźba w gnejsie łuseczkowym  
Saccharoidal fabric in a scale gneiss

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 intensywnej reakcji metamorficznych, pociągających za sobą znaczną rekrytalizację i przebudowę więźby tych skał (Pl. IV).

Wysoce stabilna parageniza *Q—Plg—Bio—Gr* utworzyła się w pierwszych stadiach metamorficznej ewolucji gnejsów sowiogórskich, w warunkach *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  $F_3$ . 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 tektonometamorficzných. Oznaczałoby to, że skały te w małym stopniu lub wcale nie poddały się późniejszej rekrytalizacji i migmatytyzacji  $M_n$ .

Przypuszczenie to potwierdzone jest obecnością przeławiczeń 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 rekrytalizację 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 ( $Q-Plg-Bio-Gr \pm \pm Msc, Kya$ ), 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-skaleniove 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 rekrytalizacji 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 rekrytalizacją skał sowiogórskich w dalszych etapach ich tektonometamorficzej historii, osiągnięta wcześniej równowaga ulegała niszczeniu, a więzby poszczególnych odmian gnejsów poczynają coraz bardziej się od siebie różnić.

W gnejsach łusczkowych, nadal zachowujących swą drobnoziarnistość, tu i tam, może zanikać cukrowata więzba, 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).

Krytalizacja Sil w gnejsach warstewkowych powoduje dużo silniejsze przeobrażenia, czego przyczyną były zapewne teksturalne różnice między tymi skałami, polegające na różnym sposobie rozłożenia tych samych minerałów w skale. Plg rekrytalizując 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 zbliżonych międzyziarnowych, ksenomorficznych blastów. Kwarc także dąży do powiększenia rozmiarów swych ziaren, które rekrytalizując dzielą się na podziarna o różnym rysunku granic. Efektem rekrytalizacji jest znaczne zróżnicowanie wielkości blastów tego samego minerału. W taki sposób rodzi się nieregularna, bogatsza mineralogicznie więzba młodsza, z pozbawionymi — sądząc po kształtach i mikrostrukturalnych relacjach — równowagi minerałami, wyraźnie nakładająca się na sacharoidalną, mineralogicznie uboższą więzbę starszą.

Fragmety sacharoidalnej więzby 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 więzba drobnoziarnista, potem zaś ulegała ona ewolucyjnemu przekształceniu w nieregularną więzbę gruboziarnistą, złożoną z ziarn minerałów pozbawionych równowagi teksturalnej.

Innego rodzaju przekształceniom poddawała się więzba tych skał, w których krytalizował 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 więzba powstała w czasie któregoś z wcześniejszych epizodów metamorficznych.

Powyższe przykłady pokazują, że więzba 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 więzby 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 więzby 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 równoległe 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 więzby 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 więzby gnejsów i migmatytów sowiogórskich. Sekwencja ta ujmuje zespolowo 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.

### WIĘZBA $F_1 M_1$

Jak już wspominałem, najstarszy rodzaj więzby, najlepiej zachowany w gnejsach drobnoziarnistych składał się z sacharoidalnych ziarn kwarcu i plagioklaz, 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 więzby.

Charakterystycznymi cechami więzby  $F_1 M_1$  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 więzbę tę są włączone powszechnie pojedyncze ziarna granatu i apatyty, rzadziej dystenu. Pierwsza metamorficzna parageneza w plagioklazowych gnejsach Gór Sowich obejmowała  $Q-Plg-Bio-Gr \pm Ap, Kya, Msc$ , w gnejsach dwuskaleniowych —  $Q-Plg-Ksp-Bio-Msc-Gr \pm Ap, Kya$ .

Obecność dystenu, choć w nieznaczej 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 więzbę kwarcowo-skaleniową z pojedynczymi ziarnami granatu i dystenu. Stopień zaawansowania rozwoju tej więzby 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 więzby,

zwłaszcza w obrębie paragenety  $Q-Plg-Bio-Gr \pm Kya$ , pozwala, określwszy 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 reliktyw, które miałyby się oprzeć przeobrażeniu w syllibmanit.

Praktycznie zupełny brak pseudomorfoz fibrolitu po dystenie, brak przejawów jakichkolwiek reakcji dystenu z innymi minerałami, z wyjątkiem sporadycznych, cienkich i niepełnych obwódek muskowitzowych oraz okazjonalnego całkowitego zastąpienia go przez muskowitz, zawsze ostre granice ziarn dystenu i tworzenie przezzeń 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  $Al_2SiO_5$  (Żelażniewicz, 1984a). Poza pojedynczymi przypadkami, gdzie zależności mikrostrukturalne mineralnych ziarn mogłyby sugerować taką przemianę, jedynym stwierdzonym przeobrażeniem, jakimu względnie często ulega dysten, jest wspomniane właśnie nieznaczne zazwyczaj zastępowanie go przez muskowitz i bardzo rzadko przez biotyt.

W moim przekonaniu w gnejsach sowiogórskich nigdy nie było istotnych ilości dystenu. Choć sama obecność tego minerału w najstarszej paragenecie 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 syllibmanit 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 syllibmanitowej, wcale nie uległ przekształceniu w fibrolit, lecz zamieniał się w biotyt. Jest to jeszcze jedna przesłanka potwierdzająca pogląd, że powstanie syllibmanitu w skałach sowiogórskich nie miało wiele wspólnego z polimorficzną przemianą  $Al_2SiO_5$ .

#### WIĘŻBA $F_2 M_2$

Cechy więzby  $F_2 M_2$  najłatwiej jest poznać w próbkach z fałdami  $F_2$  i z zachowanymi we fragmentach elementami więzby  $F_1 M_1$ . W strefach przegubowych tych fałdów, w gnejsach zony syllibmanitowej, można obserwować osiowy wzrost charakterystycznych agregatów fibrolitowej pilśni. Syllibmanit 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 strefie syllimanitowej we wszystkich odmianach gnejsów. Dla krystalizacji tego minerału podrzędne zupełnie znaczenie miała polimorficzna przemiana z dystenu, gdyż rósł on kosztem łuszczyków, a rolę podstawową odgrywał tu rozkład biotyту, 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 powierzchniowi foliacji  $S_2$  właśnie jako wspomniane wyżej agregaty fibrolitowej pilśni, związane przestrzennie z biotytem, przy nikłym jeszcze udziale kwarcu. Młodsza generacja reprezentowana jest przez igielkowate, włókniste, czy motelkowate 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 indywidualów 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 biotyту 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 biotyту 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 kropłowy Kryzy, 1981), częściowo być może także i skałen potasowy, występujący obecnie w formie nieregularnych antypertytowych okienek. Obecność tego antypertytu wywołana być może wymiennymi reakcjami, uwalniającymi jony  $K^+$  z biotyту w czasie jego fibrolityzacji (cf. Żelażniewicz, 1984a).

Wzrost nowych ziarn plagioklazę 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 plagioklazę. Jednocześnie rekrytalizował kwarc, tworząc większe ksenomorficzne ziarna, wypełniające przestrzenie między ziarnami skalenia i podzielone na różnie wygaszające podziarna. Owa rekrytalizacja 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.

Rekrytalizujący kwarc i plagioklazę, nawet na niewielką skalę, powodują zaburzenie dotychczasowego uporządkowania łuszczków, zwłaszcza dominującego biotyту. 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 plagioklazę, kwarcu czy biotyту wśród drobnych ziarn tych minerałów dobrze ilustruje występującą w skałach sowiogórskich tendencję do konsekwentnego pogrubiania ziarna mineralnego w miarę postępującej rekrytalizacji 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 łuszczkowych. 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 rekrytalizacją  $M_2$ , 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 biotyт przekrytalizował zgodnie z nową foliacją  $S_2$ . Gdyby nie obecność wspomnianych przeławiczeń gnejsu łuszczkowego, to ani megaskopowo, ani mikroskopowo nie można byłoby rozpoznać istnienia struktury fałdowej i dwóch zespołów foliacji.

W gnejsie łuszczkowym o składzie Q—Plg—Bio—Gr—Kya, ale także i o składzie Q—Plg—Bio—Hrb—Kya—Ap (sąsiedztwo amfibolitów!), cały biotyт, wyjąwszy sporadyczne nowe blaszki wyrosłe równoległe 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 plagiokładu, a pojedyncze kryształy hornblendy, wyrosłej jeszcze zapewne w  $M_1$ , poddane zostały silnemu korozijnemu działaniu kwarcowo-plagioklazowego tła skały, z którym ów amfibol wyraźnie nie był w równowadze. Ziarna kwarcu i plagiokładu 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 plagiokładu) oraz elementów  $F_2 M_2$  (zasadnicza masa kwarcu i plagiokładu).

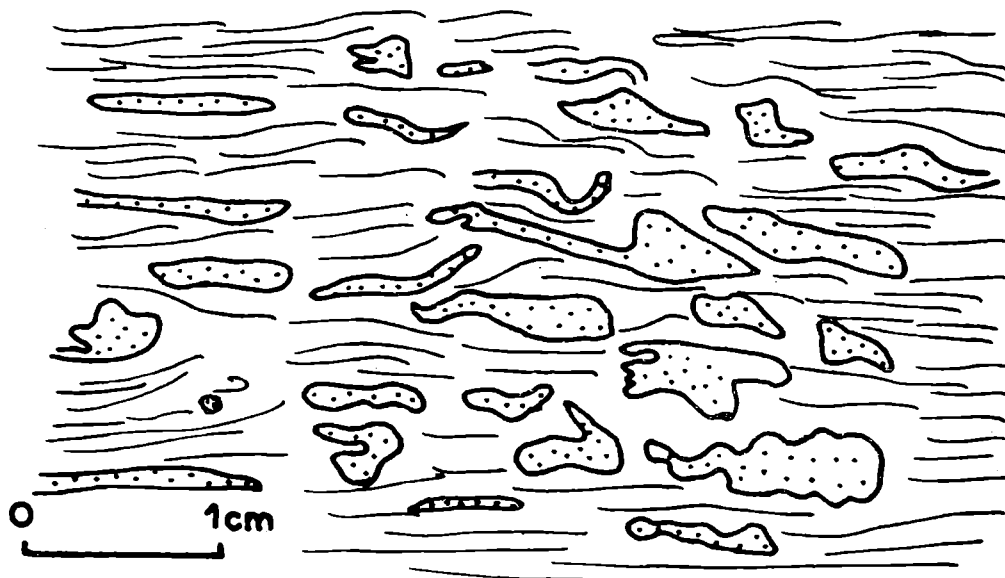


Fig. 28. Gnejs warstewkowy w przekroju prostopadłym do lineacji  $L_2$  i transpozycyjnej foliacji  $S_2$ . Nieciągłe warstewki kwarcowo-skaleniowe (kropki) przedstawiają poprzeczne przekroje prętów  $L_2$

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 zbliżniaczone, czasem nawet subautomorficzne ziarna plagiokładu 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, biotyty i kwarcu. Ułożenie słupków dystenu i drobnych łuseczek biotyty, zarówno wewnątrz blastów plagiokładu 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 reliktovej 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 bezigielkowa pilśń, zgodnie ułożona z biotytem, zamienia się w długoigielkowy fibrolit), w części zaś — bezpośrednio z rozkładu biotyty. 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 plagioklastu, i nadzwyczaj ruchliwy. W jego wnętrzu spotkać można nawet drobne blasty mikroklinu, stanowiące dowód rozkładu biotyту 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 plagioklastu. W efekcie dochodzić może do powstawania czysto plagioklastowych koncentracji, złożonych z drobnych ziarenek plagioklastu o prostych, subautomorficznych granicach. Mobilizacja kwarcu prowadzi zatem do swoistej segregacji minerałów skały. Duże koncentracje kwarcu, czy też kwarcu i plagioklastu tworzących pręty, przyobleczone są wzdłuż ich brzegów w płaszczyznach, składających się głównie z biotyту 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 strefy syllimanitowej, dostrzega się też antypertytowe okienka w dużych blastach plagioklastu  $F_2 M_2$ , 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 biotyту, o czym przekonują rozliczne sytuacje mikrostrukturalne (cf. Żelażniewicz, 1984a): np. fibrolit rosnący w strefie utworów myrmekitycznych rozdzielających dwa blasty plagioklastu. 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 fałdek  $F_3$ , 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 rekrytalizacją  $M_2$ , nie zmieniającymi jednak oryginalnego mineralogicznie dwudzielnego charakteru owej skały.

Podobną historię, choć naturalnie w szczegółach zależną od intensywności fałdowania  $F_2$  i rekrytalizacji  $M_2$ , 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 utrzymaniu 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 rekrytalizacja  $M_2$ , 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.

### WIĘŻBA $F_3 M_3$

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 więzby mineralne tych skał. W strefie syllimanitowej zjawisko to związane było zarówno z krystalizacją syllimanitu w efekcie wysokotemperaturowego rozpadu biotyту 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 szlif 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 więzby, skupień kwarcowo-syllimanitowych, przyjmujących dość często — choć wcale nie zawsze — w przypadkach znacniejszego zaawansowania owego procesu dyskowatą, nodularną formę. Takie kwarcowo-syllimanitowe nodule czy mniej wyraźne agregaty otoczone są zwykle wianuszkami biotyту, 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 więzby skały. W niechętnie rekrytalizujących gnejsach łusieczkowych zdarza się, że kwarcowo-syllimanitowy agregat nakłada się tylko strefowo, „plamście”, na właściwą im więzbę sacharoidalną. Badając pod mikroskopem struk-

ture 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 równoległe do powierzchni osiowych  $S_3$  tych fałdków (Fig. 29). Ponieważ reszta skały zachowuje swą więźbę

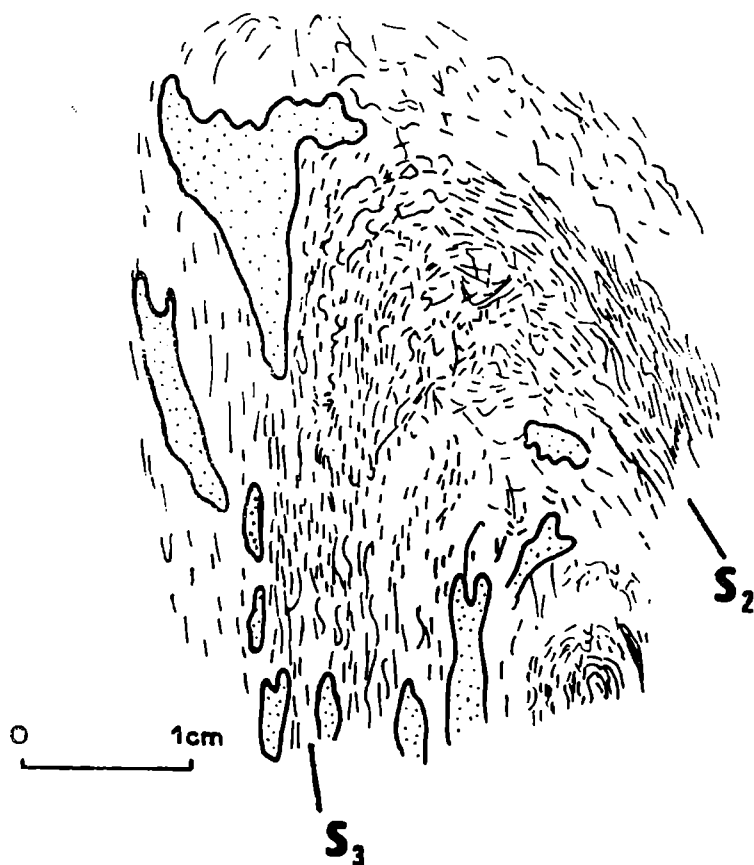


Fig. 29. Kwarcowo-syllimanitowe przerosty i nodule równoległe do powierzchni osiowych  $S_3$ , rozwijające się ze starszych fibrolitowych agregatów ułożonych zgodnie ze sfałdowanymi powierzchniami foliacji  $S_2$

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 rekrytalizacja 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 rekrytalizacji — np. wspomniany wyżej biotyt, plagioklaz czy granat.

Ewolucja więzby  $F_3 M_3$  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) skażeń potasowy pojawia się w zmiennych ilościach w różnych miejscach Gór Sowich (Fig. 50), zarówno w skałach strefy syllimanitowej jak i poza nią. Pевна ilość tego skalenia powstała w wyniku rekombinacji połączeń potasu uwolnionego z biotyту czy muskowitu w czasie fibrolityzacji. Wobec braku odpowiednich dowodów mikrostrukturalnych należy sądzić, iż nie odbywało się to wszakże drogą nieciągłej reakcji izogrady  $Msc + Q = Sil + Ksp + H_2O$ , nie mającej żadnego znaczenia dla skał sówiogórskich (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 ortoklazу, nie wykazujące objawów zastępowania, o prostych granicach;
- duże, zazwyczaj pertytowe ziarna mikroklinu o nieregularnych zarysach, przeważnie z licznymi wrostkami plagioklazу, kwarcu, biotyту (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 plagioklazу przez skażeń 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 blastyzy łączy się z metamorficznymi procesami  $M_3$  w fazie  $D_3$ . Rosnący wtedy skażeń potasowy jest wyraźnie agresywny w stosunku do plagioklazу, podobnie zresztą jak i rekrytalizujący 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). Łyszczыk 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 biotyту (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 strefy syllimanitowej blasty tego rodzaju współwystępują w sacharoidalnej więźbie w równowadze z minerałami zespołu  $Q-Plg-Bio-Msc-Gr \pm Kya$ , 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 biotyту, 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 tektonometamorficzej ewolucji skał sowiogórskich.

#### WIĘŻBA $F_4 M_4$

Choć faza  $D_4$ , jak już wspominałem, nie łączyła się z żadną rozpoznawalną rekrystalizacją metamorficzną, to skały poddane ciągłiwemu 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 biotyту 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.

#### WIĘŻBA $F_5 M_5$

Faza  $D_5$  — ostatnia w tektonometamorficzej 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 więzba 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  $F_3$ . 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). Oczywiście 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. Błasteza 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, najslabiej zaś — drobnoziarniste gnejsy łusczkowe i masywne.

Statyczna rekrystalizacja postępująca w gnejsie warstewkowym mogła zupeł-

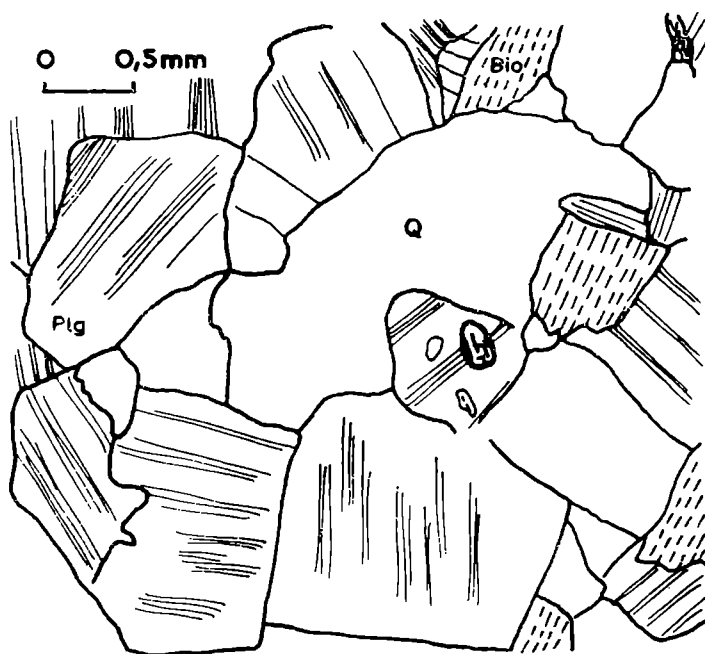


Fig. 31. Więzba gnejsu homofanicznego. W centralnym plagioklazu wrostki dystenu (wysoki relief), biotyту (*kreskowane*) i kwarcu (*bez szrafury*)

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 łuszczyku, 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 międzyscianowej energii swobodnej (ang. *interfacial free energy*), która — jak wiadomo — jest niska, gdy ziarna mineralne nie są zbyt 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 sówiogórskich 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, łusczkowych, 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 skaleni, 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 splekane.

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 łuszczyków, wyraźnie zależne od konfiguracji najbliższego, sztywniejszego otoczenia.

Homofanizacja skał sówiogórskich 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 perlisterne 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 więzby 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 ływczyków, a nawet minerałów akcesorycznych, jak granat i apatyt. Dominujący tu biotyt rozrastał się na duże blaszki lub też tworzył wieloblaszkowe skupienia, wypełniające przestrzenie między ziarnami minerałów jasnych.

Istotną cechą procesu homofanizacji  $F_5 M_5$  opisywanych powyżej gnejsów z Potoczka i innych odmian gnejsów sowiogórskich stanowi niezmiennosc 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 więzby tych skał w fazie  $D_5$ , odbywającej się w temperaturze generalnie poniżej trwałości fibrolitu.

W gnejsach dwuskaleniowych, zasobniejszych w skałen 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 skałen potasowego (Fig. 32). Skutkiem zachodzącej rekrystalizacji było, obok postępującej blastazy muskowitu, jednoczesne zastępowanie tego ływczyku przez skałen 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-

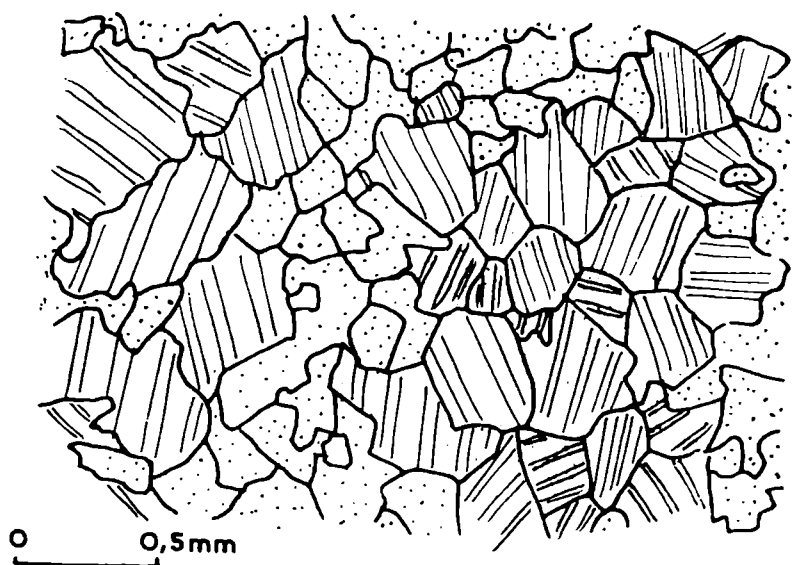


Fig. 32. Monomineralne plackowate koncentracje ziarn plagioklaz (kreskowane) wywołane mobilizacją kwarcu (kropki)

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 ciągłej 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 mineralowi, który w czasie statycznej rekrystalizacji  $M_5$  przekształcał się retrogresywnie w jasny łuszczyk. 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 skaień potasowy. W gnejsach takich notuje się, wspomnianą 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 wspólnie 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 dwuczęsowość — 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 zgadzałyby się z obserwowanym w różnych odmianach gnejsów sacharoidalnym typem więźby  $F_1 M_1$ .

Naturalnie ta pierwotna mineralogiczna segregacja skały została w czasie metamorficznej rekrytalizacji dodatkowo podkreślona i wzmocniona. Przerwany, 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 wspomianej już gruboziarnistej rekrytalizacji plagioklaz i kwarcu. Prowadzi to oczywiście do zacierania wyrazistości rysunku warstwowania. Skała — przy jej grubym ziarnie — staje się jakby niezbyt regularnie laminowana, wydając pewne cechy migmatytu. W efekcie selektywnej rekrytalizacji minerałów gnejsów warstewkowych ich ciemne warstewki wykazują cechy słabo ulegającego przeobrażeniom drobnoziarnistego gnejsu łuseczkowego, zaś bardziej podatne na rekrytalizację warstewki jasne budowane są przez duże, częściowo wzajemnie przestające się, ksenomorficzne ziarna plagioklaz i kwarcu. W sąsiedztwie takich okazałych blastów spotyka się warstewkowe koncentracje minerałów femicznych, biotytu i granatu, wypchniętych na zewnątrz w czasie owej rekrytalizacji (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 plagioklaz (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 wspomniany już rozwój kwarco-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 (Żelażniewicz, 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 plagioklaz.

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 plagioklaz, 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 plagioklaz, 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 plagioklaz (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 rekryształizacji i pogrubienia ziarn kwarcu i plagioklaz, 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.

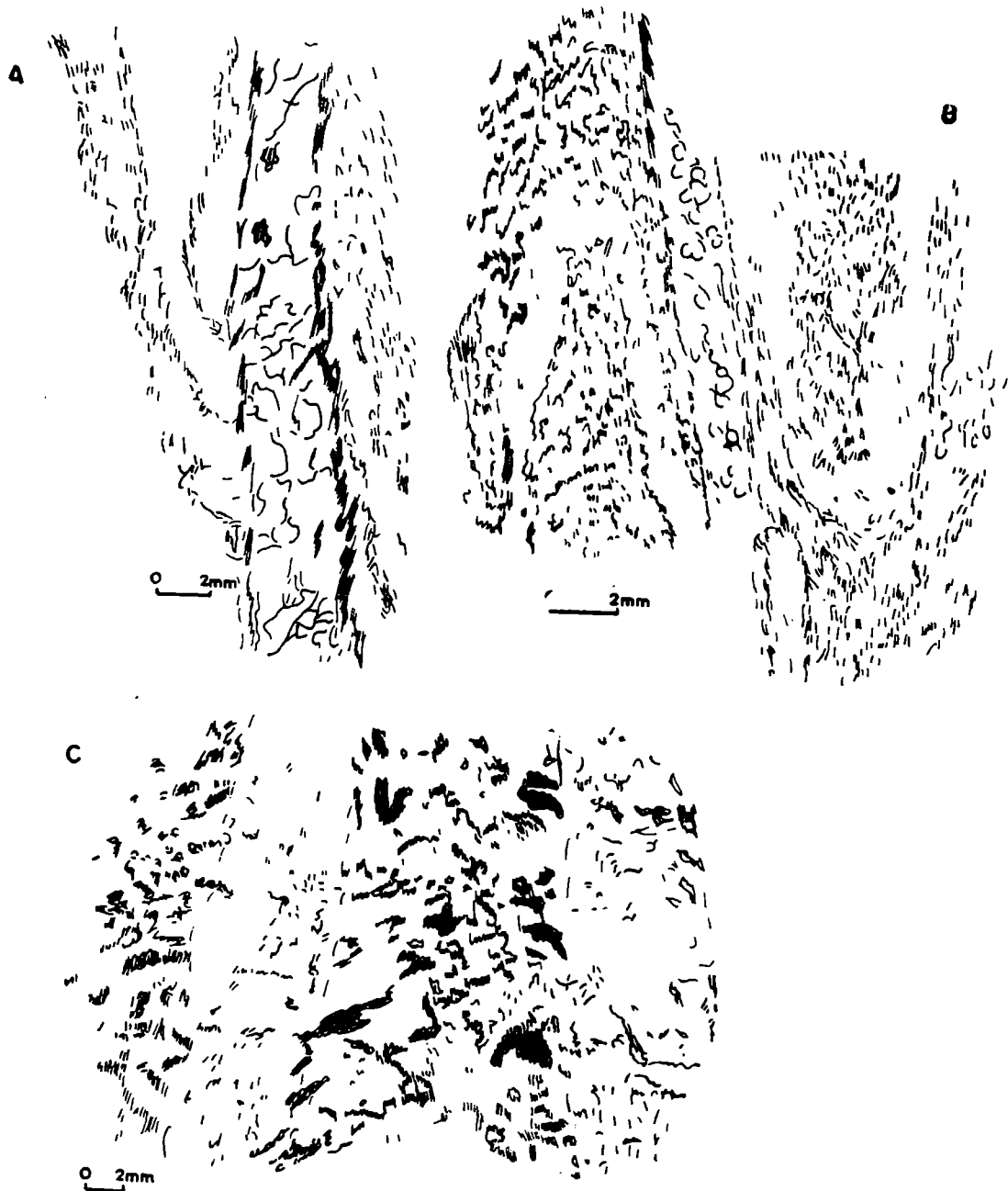


Fig. 33. Przykłady migmatytyzacji odbywającej się równoległe do powierzchni osiowych fałdów  $F_3$ .  
Objaśnienia w tekście

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 rekrytalizacją łyszczyków powodowała przebudowę więzby tych skał. Przykłady tego rodzaju pozwalają też sądzić, że migmatytyzacja  $F_3 M_3$  pęłgała 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 drobniejszy 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-

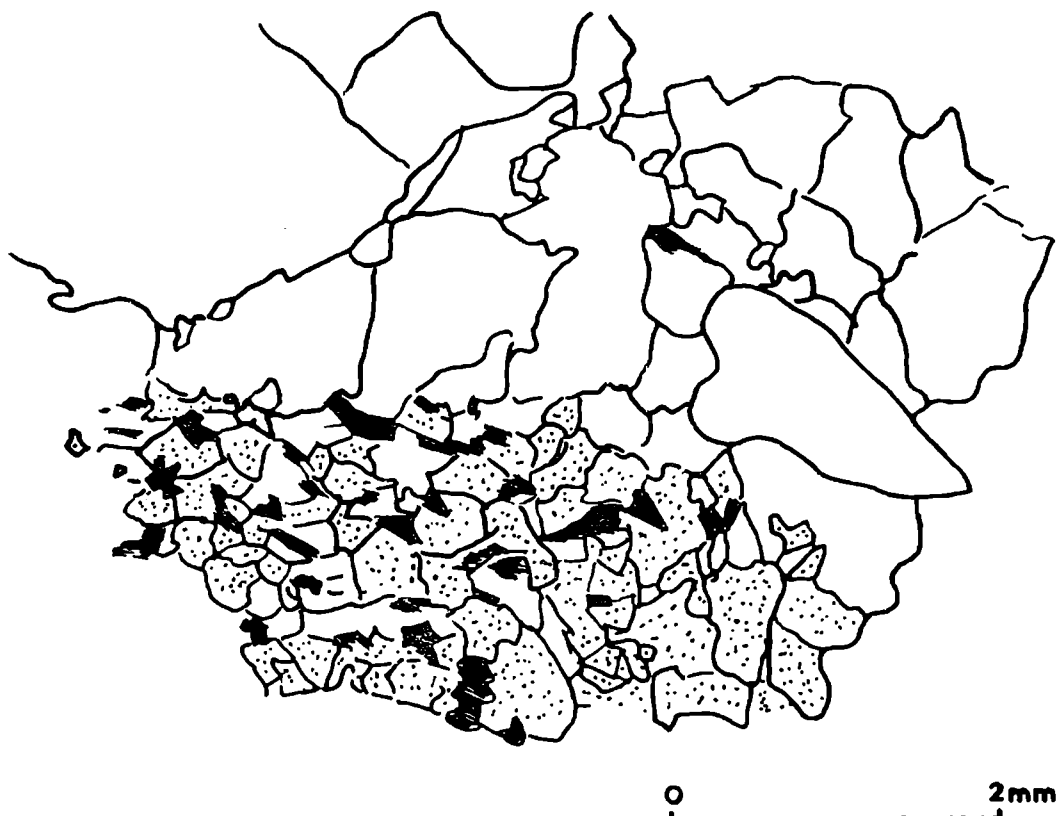


Fig. 34. Fragment leukosomowej żyłki kwarcowej (*bez szrafury*) z przylegającą doń koncentracją drobnych ziarn biotytu (*ciemne*), plagioklazu (*kropki*) i okazjonalnego tu kwarcu (*bez szrafury*)  
 Fragment of leucosome quartz (*blank*) vein with adjoining concentration of fine grains of biotite (*dark*), 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 plagioklaz 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 plagioklaz 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 miałyby taki sam charakter, jak jasna laminacja w laminowanym gnejsie łusieczkowym. Pozostała część żyłek jest przypuszczalnie produktem rekrytalizacji 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  $D_3$ .

Blizsze 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 rekrytalizacji, a nawet dyferencjacji.

W gnejsie łusieczkowym z okolicy Kamionek, w najbliższym sąsiedztwie ptygmatycznie sfałdowanej ( $F_3$ ) żyłki budowanej przez sacharoidalne ziarna kwarcu i plagioklaz, równoległe do jej granic zgodnych z foliacją tworzy się koncentracja biotyту i plagioklaz bez kwarcu.

Cukrowaty leukosom, zwłaszcza ten bogatszy w kwarc niż w plagioklaz, łatwo ulegał rekrytalizacji 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 łusieczkowym gnejsie z Babiego Kamienia wykazują nawet obecność sfałdowanego wstęgowego kwarcu. Ziarna kwarcu i plagioklaz z leukosomowego zespołu  $Q > > \text{Plg} + \text{Sil}$  (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 wspomnianym 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 łusieczkowego, albo – co bardziej tu prawdopodobne – przez rozbudowanie sporadycznych poziomów od początku zasobnych w minerały jasne. Świadczyłyby o tym obecność w nich drobnych ziarenek granatu, biotyту i dystenu.

Trzeba tu pamiętać, że drobna warstewkowość laminowanego gnejsu łuszczkowego, podobnie jak i delikatne smugowanie drobnoziarnistego gnejsu smużystego, polega w Górach Sowich jedynie na sposobie rozkładu biotyty w skale, a więc na strefowo mniejszej zawartości tego łuszczyku, nie wiążącej się wszelako ani ze zmianą więzby 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 łuszczkowym z Jugowic można zauważyć właśnie dzięki obecności większych nieco koncentracji blaszek biotyty w sacharoidalnej, kwarcowo-skaleniowej więźbie. Ponad połowa blaszek biotyty istniejącego w skale rośnie jednak równolegle do powierzchni osiowych  $S_2$  tych fałdów, co powoduje pozorny chaos w orientacji łuszczyku. Sacharoidalna więźba  $F_1 M_1$  pozostaje generalnie nie zmieniona, podobnie jak nadal widoczne są jaśniejsze smugi czy warstewki laminowanego gnejsu łuszczkowego, 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. Objasnienia w tekście

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

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

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



Fig. 36. Sfałdowana żyłka ptygmaticzna. Objaśnienia w tekście  
Folded ptygmatic vein. See text for explanation

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

Na podstawie obserwacji podobnych powyższym przykładom można przypuszczać, że fałdowaniu ptygmaticznemu ulegały w gnejsie łusczkowym żyłki o drobnej sacharoidalnej więzbie ( $F_1 M_1$ ), poddającej się następnie przeobrażeniom wskutek rekrytalizacji, postępującej generalnie w tym samym kierunku zarówno w fazie  $D_2$ , jak i  $D_3$ . Ponieważ niektóre żyłki ptygmaticzne 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).

Zróznicowanie pozornie jednolitego leukosomu ptygmaticznych 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 łusczkowy o składzie Bio—Q—Plg+Gr, Ap. Bio, Q i Plg są tu kilkakrotnie mniejsze niż w strefie 3, przy czym blaszki biotyту są doskonale zgodne z foliacją, a ziarna kwarcu i plagioklazu są sacharoidalne.

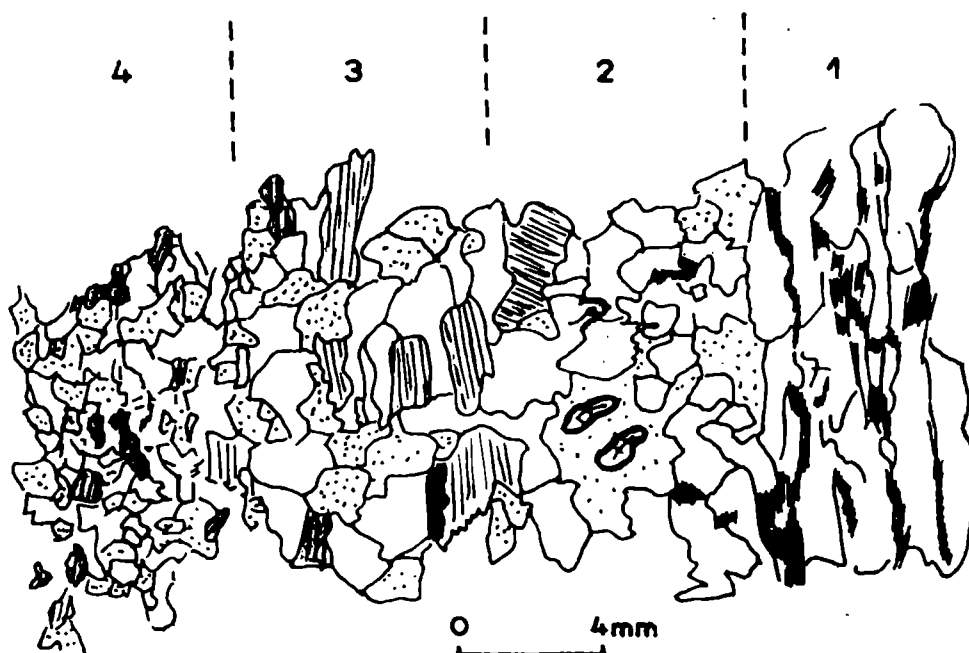


Fig. 37. Zróżnicowanie wewnętrznej budowy żyłki ptygmatycznej. Plagioklaz — kropki, kwarc — bez szrafury, sillimanit — gęste kreski, biotyt — kreski, dysten — wysoki relief. Objasnienia w tekście  
Zonal structure of a pygmatic vein. Plagioclase — dots, quartz — blank, sillimanite — dense lines, biotite — lined, kyanite — high relief. See text for explanation

Widoczna strefowość tego ptygmatycznego leukosomu zdaje się prezentować całą historię jego rozwoju drogą stopniowej rekrytalizacji, 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 łusczkowego gnejsu. Kilkakrotne pogrubienie ziarna, zanik orientacji kierunkowej biotyту, utrata regularności zarysów przez Q i Plg, przy wyraźnej ilościowej koncentracji Bio i Gr w strefie 3 wskazują na znaczną rekrytalizację i przebudowę w  $M_2$  lub  $M_3$ . Również strefa 2 nosi znamiona silnej rekrytalizacji. Świadczą o tym i duże, niezbyt regularne ziarna Plg i Q i wrostki Kya w obu skaleniach, mówiące jednoznacznie o rekrytalizacji 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 łusczkowym — 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 DWUSKALENIOWYCH

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

W gnejsie łusczkowym 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 skaień potasowy mógł w części wzrastać kosztem plagioklazu, otrzymując potrzebny potas z rozpadu łyszczyków dostarczających syllimanitu, w pozostałej zaś części mógł pochodzić z rekrytalizacji materiału Ksp przemieszczonego z tła melanosomu. Mamy tu zatem niewątpliwie do czynienia z metamorficzną dyferencjacją wyjściowego dwuskaleniowego gnejsu łusczkowego. 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  $\gg$  Plg. Błaszki 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. Mikroclin tworzy tu wielkie ziarna, ale tkwi i w interstycjach. Muskowit jest postrzępiony frędzlasto przez kwarc, a część plagioklazu jest znacznie zastępowana przez skaień 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 rekrytalizacji — otaczane są przez znacznie większe, nieregularne blasty kwarcu i mikroklinu oraz muskowitu i biotyту. W skale tej kwarc i skaień 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 mikroclin „oblewający” wszystkie inne reliktozo zachowane minerały, a to: Q, Plg, Bio, Sil, Gr, Ap i Kya. Dysten występuje w postaci wrostków w plagioklazu lub w takim ogromnym mikroclinie, co sugerowałoby, że miejscami plagioklaz został przez skaień 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 mikroclinizacji skał sowiogórskich w strefach silnej deformacji pod wpływem roztworów niosących alkalia o nieokreślonym przez tego badacza pochodzeniu. Teza ta została zakwestionowana przez Kryżę (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 dyferencyjnym pochodzeniu nagromadzeń skalenia potasowego w leukosomowych partiach migmatyzowanych gnejsów dwuskaleniowych świadczą, sąsiadujące z takim migmatytem, poziomy tego samego rodzaju gnejsu, ale bez leukosomu, zawierające w swej więźbie mikroclin na równi z innymi minerałami skałotwórczymi. Skaleń potasowy występuje tam albo jako drobne pertytowe ziarna, albo jako wielkie porfiroblasty typu oczek, z niedotrąwionymi wrostkami plagioklazu, biotyту 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 migmatyzacji przenosi ów skaleń do nowo tworzonego leukosomu.

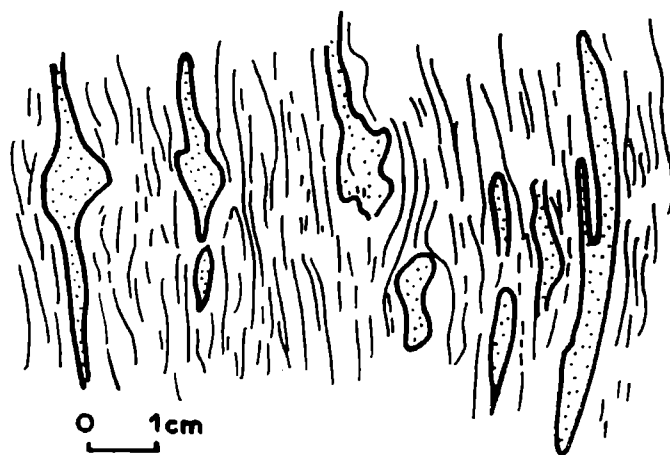


Fig. 38. Oczkowato lub warstewkowo rozrastające się partie leukosomowe w gnejsie dwuskaleniowym. Objasnienia w tekście

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 mikroclinu, 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 ciągłej 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. Sylimanit występuje w nich wewnątrz dużych ziarn mikroklinu w postaci cienkich warstwy 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 muskowitz i plagioklaz, aż po rozwój leukosomowych warstewkowych akumulacji, w których skałen 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 biotyту i granatu, który bardzo często stanowi wrostki w tym łyszczyku, jednak bez śladów zastępowania. Biorąc pod uwagę większe rozmiary blaszek biotyту 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 zbliżonego plagioklazu oraz towarzyszący im w zmiennych ilościach fibrolit, przy nikłym, akcesorycznym udziale łyszczyków, granatu i apatyту. *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 biotyту 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 łyszczyka, 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 łyszczyka 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 łuszczyków zwyczajnych, z różnymi wariantami podstawień  $\text{Na}^+$  z  $\text{K}^+$ , czy też  $\text{Fe}^{+2}$  i  $\text{Mg}^{+2}$  z  $\text{Al}^{+3}$ .

Mimo objawów częstego współwystępowania skalenia potasowego i muskowitu, oba minerały pojawiają się również od siebie niezależnie (Fig. 50). Skały bogatsze w ów skałen wydają się bogatsze także i w muskowit. Jest to jednak zależność pozorną, gdyż w skałach takich mniejsza jest zawartość biotyty, 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 łuszczyk w skale.

Trzeba tu jednak zaznaczyć, że generalnie ilość biotyty 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 sedimentacji przejściowej do innego typu osadu klastycznego w pierwotnym basenie sedimentacyjnym, 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 drobnutki łuszczyk. Nabiera on znaczenia w gnejsach dwuskalenowych: rośnie w blaszkach równych wielkością blaszkom biotyty, 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 rekrytalizacji 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  $\text{Msc} + \text{Q} = \text{Ksp} + \text{Sil} + \text{H}_2\text{O}$ . Przeczą temu przede wszystkim rozmiary takich przerostów, gdyż muskowitowe ziarna są w nich znacznie większe niż inne blaszki tego łuszczyku 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 (Żelażniewicz, 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 muskowitz pojawiający się przejściowo w trakcie fibrolityzacji może być widoczny jako efekt wybielenia biotyty wskutek usunięcia zeń Mg i Fe, skoncentrowanych zazwyczaj w pobliżu w postaci minerałów nieprzezroczystych, głównie ilmenitu. Często można obserwować bezpośrednio narastanie fibrolitu na takim wybielonym biotycie. Przejściowy muskowitz Msc II, będący tymczasową formą rozkładanego biotyty, 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 muskowitzów w gnejsach i migmatytach Gór Sowich. Jest całkiem prawdopodobne, że muskowitz pochodzący z rozkładu biotyty reprezentuje charakter fengitowy, podczas gdy muskowitz starszy lub rosnący poza zoną syllimanitową bliższy jest muskowitzowi 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 strefy 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 biotyty, czy to wskutek reakcji biotyty ze skalaniem potasowym (np.  $\text{Bio} + 2\text{Ksp} = \text{Msc} + \text{Sil} + 5\text{Q} + \text{mnp} + 2\text{K}^+$ ), czy to z powodu utraty równowagi z kwarcem muskowitzu po prostu tylko rekrytalizującego w epizodzie  $M_2$  lub  $M_3$ .

W więźbie  $F_3 M_3$  znajduje się także jeszcze inny typ muskowitzu, 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 rekrytalizacji starszych blastów, pogrubiającej ogólnie mineralne ziarno skały, jak się to powszechnie dzieje w gnejsach sówiogórskich 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 czerwone szwy hematytowe, naśladujące łupliwość (001) wcześniejszej blaszki biotyty, który przemienił się całkowicie w muskowitz ze swą łupliwością (001) skośną do tamtej. Współ z przejawami odbarwiania biotyty obserwacje takie świadczą, że choć na znacznie mniejszą skalę, także i w skałach bez syllimanitu dochodziło do przejścia biotyty w muskowitz. Zapewne wobec odmiennych warunków  $P-T-X$ , po usunięciu Mg i Fe z biotyty 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 strefy 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 skaień potasowy tworzy

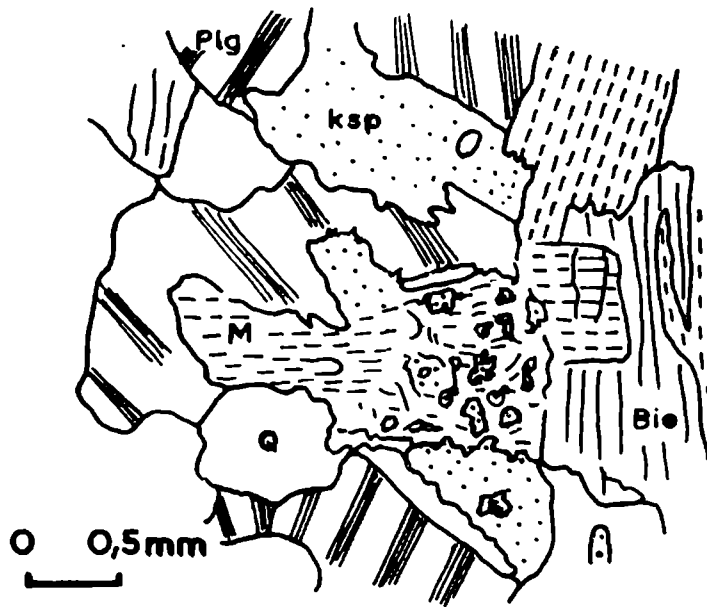
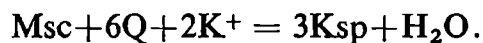


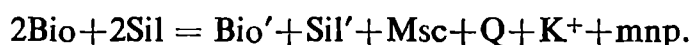
Fig. 39. Symplektytowe przerosty muskowitu i skalenia potasowego. Objasnienia w tekście  
Symplectite intergrowths of muscovite and K-feldspar. See text for further explanation

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



Jest rzeczą istotną, iż takie przekształcenie muskowitu w skaień odbywa się poza zoną syllimanitową i nie ma nic wspólnego ze znaną reakcją II izogrady 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 wspomnianym 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 piłśniowego fibrolitu:



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 wyznaczone przez bogate w muskowit lub nawet czysto muskowitowe koncentracje doskonałe 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 zblizniające ekstensyjne spękania w partiach poddanych rozciąganiu w czasie owej mylonityzacji. Ten późny skaień potasowy jest agresywny zarówno w stosunku do obu łyszczyków, jak i plagioklastu (Fig. 40).

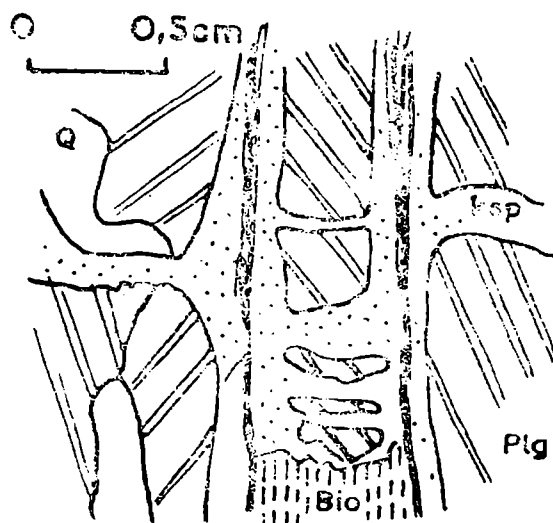


Fig. 40. Skaień potasowy zblizniający ekstensyjne spękania w ziarnach plagioklastu  
K-feldspar healing extension fractures in plagioclase grains

Występowanie późnego muskowitu jest cechą charakterystyczną dwuskalenio-  
wych gnejsów poza strefą syllimanitową. Blasty takiego muskowitu osiągają sto-  
sunkowo duże wymiary, nawet do  $0,5\text{ cm}^2$ , nakładając się zupełnie bezładnie na  
starszą kierunkową więźbę tych skał. Ponieważ są one obecne także i w homofani-  
zowanych 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 po-  
tasowego, 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 rekrytalizacji  $Msc_n \rightarrow Msc VI$ , 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. Łyszczyc ten jest drobny, strzępiasty i ma niskie bardzo barwy interferencyjne.

Z powyższego przeglądu widać, jak różne pozycje mikrostrukturalne zajmuje jasny łyszczyc w gnejsach i migmatytach sowiogórskich. Przykład muskowitu pokazuje, jak różnym 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 osiągniany w zupełności, wskutek niedoprowadzania do końca reakcji metamorficznych, przy zmieniających się z powodów tektonicznych parametrach  $P-T-X$ , mamy możliwość, 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 skałen 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-łyszczycowe 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 skaień potasowy, względnie że są to magmowe lub piroklastyczne skały, o składzie zbliżonym do granitu, w których ewentualnie późniejsze procesy metasomacyjne mogły spowodować jedynie lokalną mobilizację potasu i blastezę potasowego skalenia.

Wśród takich mikroklinowych granitognejsów spotyka się sporadyczne przełamania plagioklazowych gnejsów warstewkowych, z kolei wśród warstewkowych bywają poziomy wzbogacone w skaień 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.

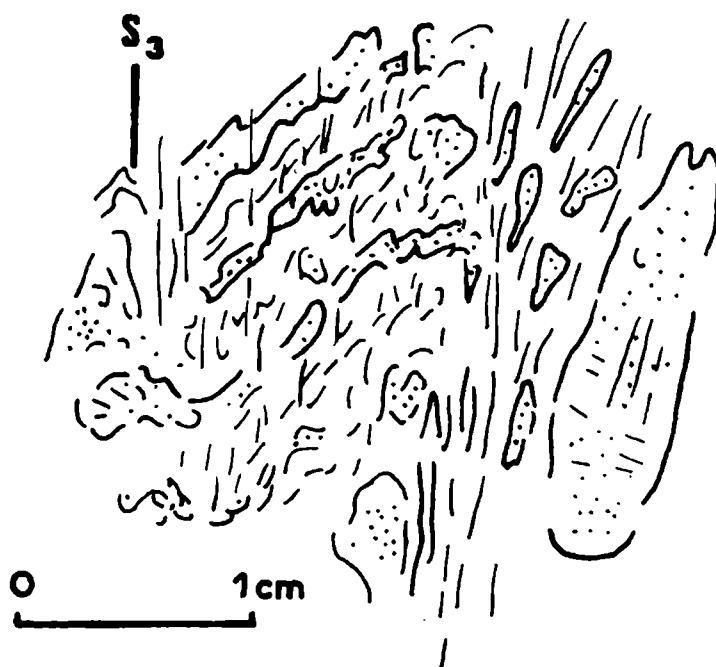


Fig. 41. Struktura sfałdowanego granitognejsu mikroklinowego. Objasnienia w tekście  
Fabric of folded microcline granite gneiss. See text for further explanation

Ewolucja więzby gnejsów warstewkowych opisana została na przykładzie gnejsu znad Jeziora Bystrzyckiego (s. 252), natomiast rozwój więzby 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 więzbę starszą. Po transpozycji  $S_2 = S_1$  do  $S_3$  większość blaszek łyszczyków musiała ulec rekryształizacji 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 więzby starszej od elementów więzby młodszej nie jest możliwe.

W opisywanym gnejsie z Głuszycy poza łyszczykami, rekryształizacji 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 plagioklaz, którego blasty mają lekko tylko zatokowe granice i choć ksenomorficzne, to jednak generalnie wykazują subauto-morficzne zarysy. Mikroklin występuje także jako ksenomorficzne ziarna, niekiedy łączące się i obrastające inne minerały, niekiedy rozmieszczone jako wypełnienia międzyziarnowych przestrzeni, powodujące myrmekityzację przyległego plagioklaz. Takie relacje mikrostrukturalne wskazują, że w czasie rekrytalizacji  $M_3$  zarówno skaień 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 porożcinane przez foliację  $S_3$ , same niezbyt ciągle soczewkowate warstewki i słoje starszej kwarcowo-skaleniowej foliacji  $S_2 = S_1$ , w warunkach postkinematycznej rekrytalizacji  $M_3$ , 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-skalenioowe 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 fałdków. Nie zawsze ta zależność jest dobrze widoczna. W gnejsach smużystych, poddanych znacznej rekrytalizacji, pogrubieniu i reorientacji ziarna, a wykazujących obecność transpozycyjnej foliacji  $S_3$ , nie sposób rozpoznać — przy braku warstewkowania — istnienie fałdków  $F_3$ . 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 biotyту i niewielką ilością drobnych, „niedotrawionych” blastów plagioklaz. Brzegi oczka zgodne z foliacją otula dość gruby płaszcz blaszek biotyту. Przy brzegach prostopadłych do foliacji widoczne są rozmyte jakby przejścia do więźby gnejsu. Tutaj koncentrują się drobne ziarenka plagioklaz, 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 plagioklaz, biotyту i kwarcu. W tle skały, poza oczkiem, w kwarcowo-plagioklazowej więźbie skaień 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 skaień potasowy, albo przez kwarc i skalenie.

Choć niewątpliwie w czasie takiej rekrytalizacji 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 skałeń potasowy był już w tych skałach przed fałdowaniem  $F_3$  i w przypadku gnejsów warstewkowych stanowił integralny składnik kwarcowo-skalieniowych 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 wspomnianego 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 skałeń 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 skałeń 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 skałeń 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 skałeń 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 skałeń potasowy, iż po pierwszym epizodzie metamorficznym, który w Górach Sowich miał miejsce od razu w warunkach zony Bio—Gr $\mp$ 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 łyseczyków — przede wszystkim biotyty. 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 wydzielaniem  $H_2O$ .

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  $M_3$  skażeń 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 biernie. 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 wspomnianych 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 łusczkowym gnejsie koło Michałkowej, późny bezpertytowy skażeń 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, skażeń 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 skażeń potasowy w całości musiał do miejsca powstania dostać się w roztworze intergranularnym. I chcąc 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 zaczęłą rekrytalizację na większe, ksenomorficzne, zatokowate ziarna, zacieraając wcześniejsze, sacharoidalne zarysy blastów obu tych minerałów. Wydaje się, że obecność  $Ksp$  lub przynajmniej jonów  $K^+$  w akwaticznym 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 rekrytalizacji 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 wspomnianymi już spostrzeżeniami, opartymi na innych przesłankach mikrostrukturalnych, co pozwala twierdzić, że faza  $D_3$  charakteryzowała się, między innymi, rekrytalizacją 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 ciągłego ścinania. Dowodzą tego bogate w skałen potasowy warstewki leukosomowe w migmatycznych partiach gnejsów sowiogórskich. Świadczy też o tym przegradzanie się  $Msc$  I w  $Ksp$  w przegubach fałdów  $F_3$ .

Ów późny skałen 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 wspomniane 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 skałen 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 pertytcwy i zawiera w sobie ponadto pojedyncze wrostki innych minerałów. Oba skalenie zawierają charakterystyczne wrostki okrągłego kwarcu. Duże, nieregularne ziarna kwarcu są nierzadko mocno odkształcane, 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 wiązках, 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 izogrady 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 przekształcanej 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 biotyту 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 przeławienia 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 łuszczkowego, w którym zgodnie z jego foliacją tkwi żyła granitu o grubości 30–50 cm. Jej granice z gnejssem 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 łuszczkowym, 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 biotyту. Efektem ubóstwa łuszczków jest dość bezładna więzba minerałów jasnych. Muskowit jest silnie zatokowo korodowany przez kwarc i wytwarzają się w nim frędzlaste brzegi na kontakcie ze skałeniem potasowym. Brzeżne partie ziarn plagioklastu są myrmekityzowane. Syllimanit rośnie kosztem obu łuszczków, 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 rekrytalizujących 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 łuszczkowych, spotyka się kilkunastocentymetrowej do metrowej miąższości przeławienia dwuskaleniowych gnejsów leukokratycznych — szczególnie w obrębie zony syllimanitowej, czyli tak, jak to właśnie się dzieje na obszarze między Głuszcą a Wielką Sową. To spostrzeżenie ma, jak się zdaje, dość istotne znaczenie, gdyż poza zoną syllimanitową praktycznie granitów się nie znajduje. Jedyne wyjątki 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  $K_2O$ , odstawiają 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 najlepiej 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, skaień 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. Spradycznie 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 ciągłego 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 zabliznione, 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 skaień 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 zablizniane przez kwarc lub skaień 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 frędzlistych brzegów.

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

Duże ziarna kwarcu w strefach intensywnej deformacji są odkształcane w sposób charakterystyczny dla ciągłych 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 ciągłą 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  $15^\circ$ . 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, osiagających powierzchnię nawet  $1,5 \text{ cm}^2$ . 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 rekrytalizację i pogrubianie ziarna nabrały 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 przeławienia 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 wystąpień: 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 perydotem 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 przelawiczeń, podrzędnie pojawiających się w macierzystym kompleksie szarogłazowym, z którego w warunkach regionalnego metamorfizmu rozwinęła się miększa seria gnejsów i migmatytów.

Polański (1955) uważał, że cały kompleks krystaliczny Gór Sowich, stopniowo pograżając 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 relikdami 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<sub>2</sub>O zostało miejscami wyparte przez CO<sub>2</sub> w głębszych partiach przeobrażanego kompleksu.

Obfitym już dość danym o geochemii i mineralogii granulitów, zawartym we wspomnianych 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 gnejssem,
- przestrzenna asocjacja granulitów i ultrabazytów granatonośnych;
- intruzywny kontakt owych ultramafitów z granulitami;
- przestrzenna zgodność foliacji i lineacji fazy  $D_2$  w gnejsach, granulitach i zserpentyzowanym pyropowym perydotycie, pochodzącym z górnego płaszczu;
- 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 górnego płaszczu (Bakun-Czubarow, 1981).

Należy sądzić, że te zawierające pyropowy granat ultrabazyty zostały intruzyjnie wciśnięte w litologicznie zróżnicowany kompleks granulitowy, w którym dominowały jednak skały kwarcowc-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 rekrytalizacja wyzwała 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 zabiżniona 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 warwscyjskich 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 amfibolitywej. 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 warwscyjskiego 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 reliktoowo 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 tektonometamorficznym historii kompleksu sowiogórskiego i zapewne dlatego są na ogół stosunkowo mało zmienione, łączywszy 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. Opisu 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 wydzielił 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 zatkcowo nieregularne. Zazwyczaj nie stykają się one jednak z blastami hornblendy, cd 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 biotyту. Megaskopowo widoczna jest natomiast lineacja, pochodząca od kierunkowego liniowego 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 apatyту oraz wtórnej obecności minerałów nieprzezroczystych (głównie ilmenitu), biotyту i chloryту. 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 reliktywne fragmenty przeobrażanego granatu, są także takim diablastycznym agregatem.

Jasne otoczki wokół ziarn granatu również cechują się dość zmiennym składem. Buduje je albo diopsyd wspólnie 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 plagioklazu?). Charakterystyczne dla kelyfitowych obwódek układ i wykształcenie minerałów nie są w tych skałach częste. Najładniejszego przykładu kelyfitowych obwódek dostarczają, wspomniane 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 wspomniane 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 ciągłego, 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. Żelażniewicz, 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 relikami 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 liniowych — 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 liniowe 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 liniowych, przede wszystkim zmieniając ich nachylenie, nie wpływają w sposób istotny na kierunek przebiegu czy to liniowych 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. 43e–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 liniowych.

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.

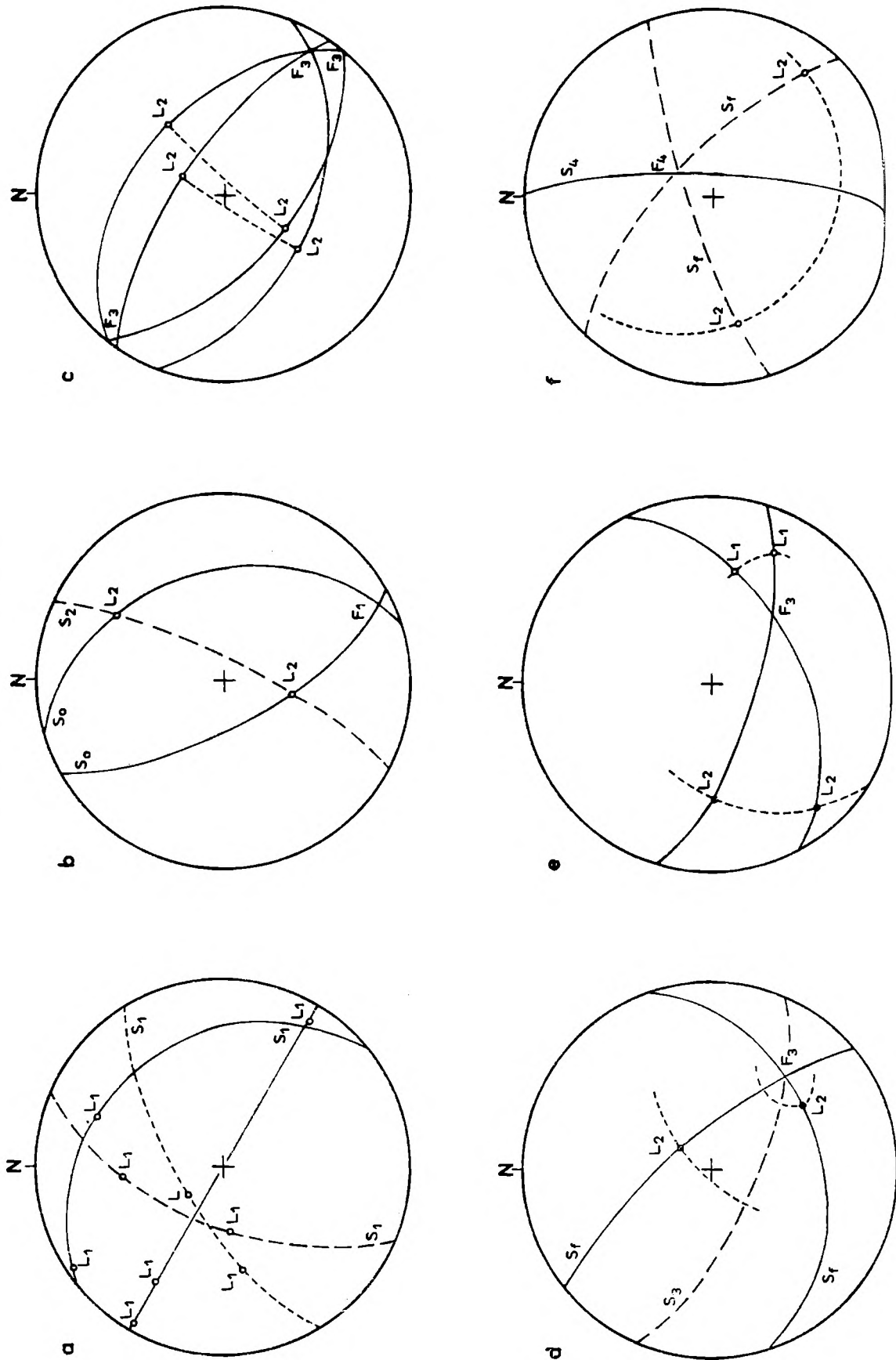
Ta znaczna stałość orientacji struktur liniowych w obrębie poszczególnych zespołów na obszarze całych Gór Sowich sprawia, że bezcelowe byłoby tu wydzielanie podrzędnych domen — jednorodnych co do reprezentowanych cech tektonicznych — jak się to zwykle praktykuje przeprowadzając analizę strukturalną danego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

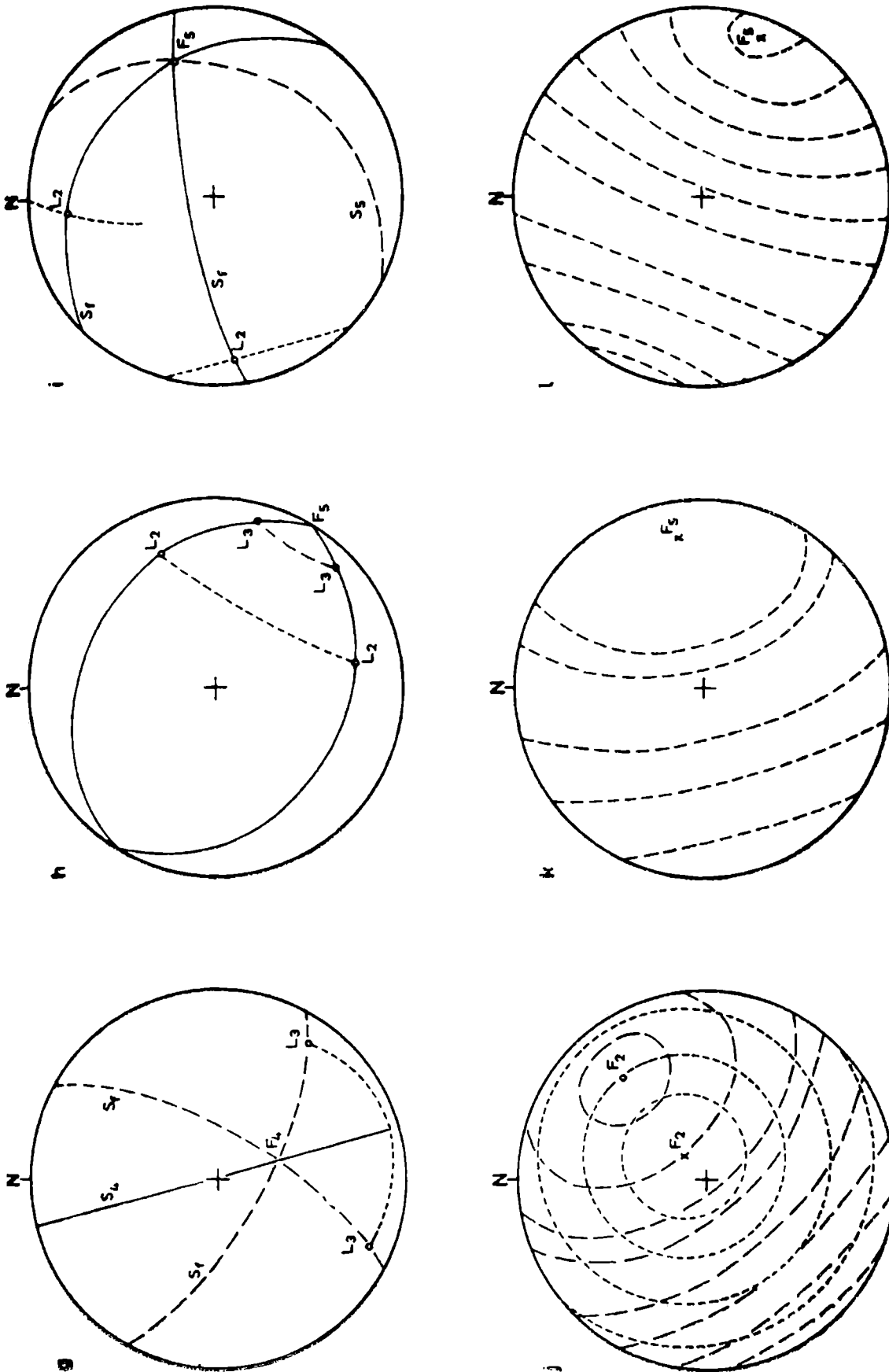
Mimo to zaznacza się w Górach Sowich pewne zróżnicowanie stylu tektoniki, pozwalające na wydzielenie w nich dwóch części (Fig. 2, 44). Owa dwudzielność widoczna jest nawet przy pobieżnym spojrzeniu na mapę geologiczną. Raptowna dość zmiana stylu budowy zaznacza się wzdłuż linii Głuszycy—Jodłownik (LGJ). 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 nieznanne 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 zgodnościowym 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 strukturalnymi kolejnymi faz deformacji. *a* – przykłady wewnętrznej rotacji lineacji  $L_1$  w płaszczynie 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 powierzchni osiowe) na orientację starszych struktur liniowych  $L_3$  i  $L_2$  ( $S_f = S_f$  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 kątów wyznaczające zakres możliwej rotacji struktur  $F_1 L_1$  wokół osi fałdów  $F_2$  ze zginania; *k*–*l* – łuki małych kątów wyznaczające zakres możliwej rotacji starszych struktur liniowych 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* –  $L_2$  and  $L_3$  lineations externally rotated in limbs of  $F_4$  mesoscopic folds (with vertical, N–S running axial planes); *g* –  $L_2$  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 lineations 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 liniowych 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 współdziałaniu 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 ciągłego 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  $L_1$ , skróconej 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 liniowych 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 linijskich. Zależy to jednak w ogromnym stopniu od litologii. Doskonałym przykładem są tu wspomniane już skałki nad Jeziorem Bystrzyckim, gdzie wspólnemu sfałdowaniu uległy gnejsy warstewkowe wraz z tkwiącym wśród nich przelawiczeniem amfibolitów. Amfibolity są tu dwukrotnie izoklinalnie sfałdowane. Prawie brak w nich foliacji, a równoległe do powierzchni osiowej ( $S_2$ ) rozwinął się w nich zespół drobnych spękań zbliżonych 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 łusczkowego, pozycją swą odpowiadające przypuszczalnemu przegubowi antyklinalnemu, związanemu z synformą amfibolitów. W gnejsie łusczkowym 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 łusczkowego gnejsu może dowodzić, iż został on rozczłonkowany wskutek podejrzewanych tu ścięciowych przemieszczeń wzdłuż powierzchni osiowej foliacji  $S_2$ . O działaniu ciągłego ścinania świadczy obecność wstęg kwarcowych lub kwarcowo-skaleniovych 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 linijskich, następcząc 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 linijskich  $F_1L_1—F_3L_3$  (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 linijskich 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 linijskich 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 liniowych 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 Głuszycy—Jodłownik. Na SW od LGJ brak jest makrofałdów  $F_2$ . Obecne są tu natomiast makrofałdy  $F_3$ , które nakładają się zgodnie płaszczynowo 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 — położe 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 Głuszycy—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

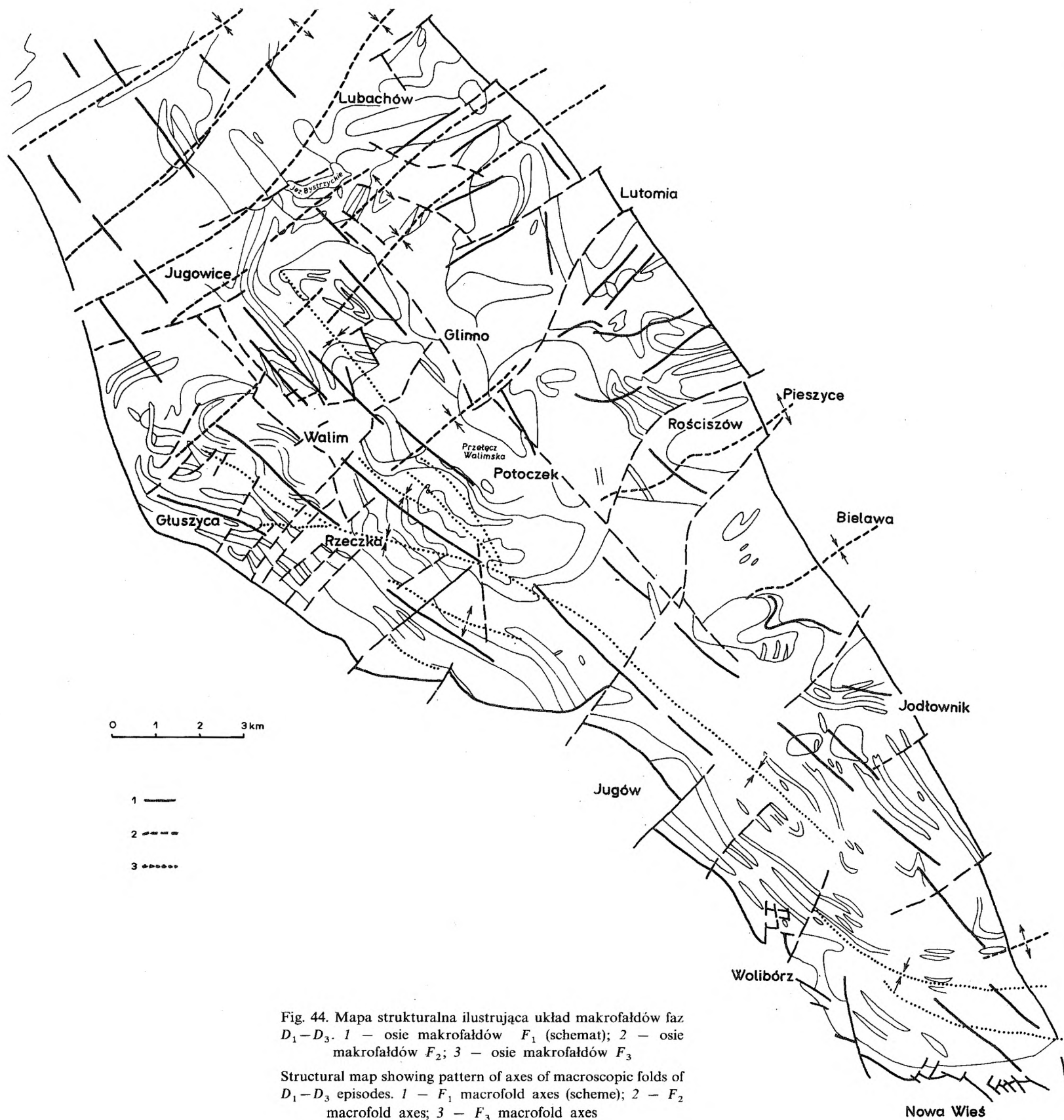




Fig. 45. Konturowa mapa strukturalna ilustrująca ogólnie zmienność ułożenia foliacji wskutek interferencji kolejnych zespołów makrofałdów

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 wybożenia, poddając się jedynie drobnoskalowemu rozwojowi lineacji rekrytalizacyjnej  $L_2$ . Z łatwością natomiast fałdowaniu takiemu uległa ta partia kompleksu gnejsowego, która miała położy 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 (Skjerna, 1975). W przypadku Gór Sowich horyzontalne ułożenie powierzchni anizotropii ( $S_1$ ,  $S_0$ ) pozwoliło na wybożenie 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 wspomnianą 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 liniowych (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 czynniki: (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 mega-fałdów  $F_3$  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 mega-fałdów  $F_2$ . 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 wyźwinięcie 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 liniowych  $F_1L_1$  w rejonie Lutomia—Pieszycy jest wyrazem tendencji do ich zgodnego układania się z owym 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 Lutonii—Pieszycy 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-

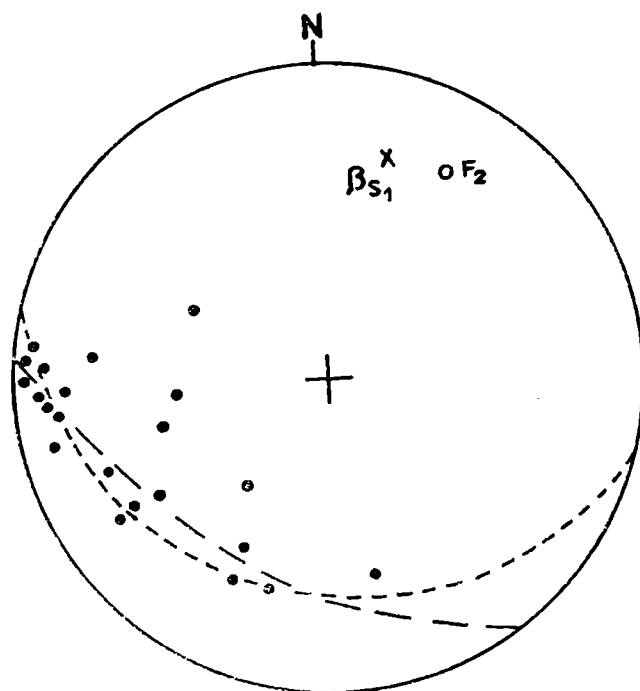


Fig. 46. Stereogram ilustrujący orientację struktur liniowych  $F_1L_1$  w okolicy Lutonii i Pieszycy  
Stereogram showing orientation of  $F_1L_1$  linear structures in the vicinities of Lutomia and Pieszycy

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 liniowych  $F_1L_1$  w rejonie Lutomia—Pieszyc jest wyrazem tendencji do ich zgodnego układania się z owym 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 Lutonii—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-

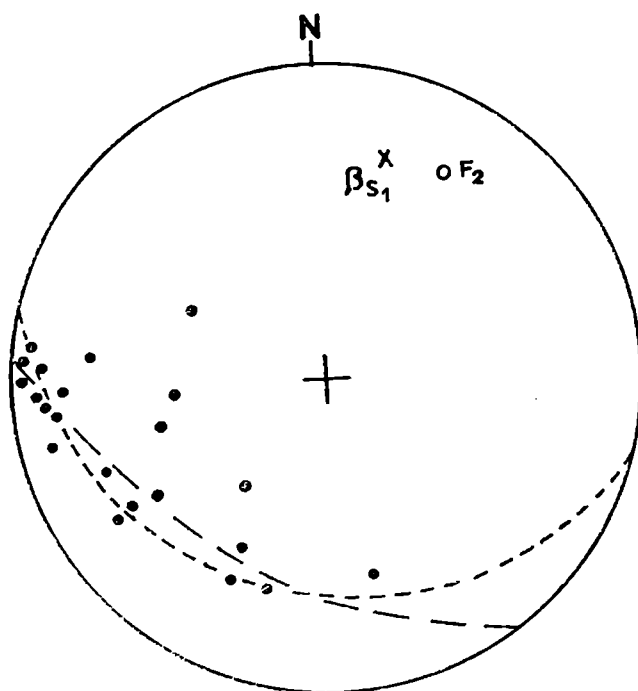


Fig. 46. Stereogram ilustrujący orientację struktur liniowych  $F_1L_1$  w okolicy Lutonii i Pieszyc  
Stereogram showing orientation of  $F_1L_1$  linear structures in the vicinities of Lutomia and Pieszyc

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 Lutonii 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 uskoki brzeżny. Zasadniczą trudność w wysłedzeniu linii nasunięć i ich identyfikacji sprawia fakt znacznej rekrytalizacji 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 Lutonii—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 Lutonii 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 Lutonii.

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 przede mną 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 makroprzeładowania już istniejących struktur  $F_3$  wokół tak

samo zorientowanych osi i przy tej samej wergencji (Fig. 48 $\beta$ ,  $\beta'$ ). Alternatywnie można by sądzić, że takie przefaldowanie 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 wspomniany już brak wyraźnych litologicznych horyzontów przewodnich, dających się dobrze śledzić w czasie prac kartograficznych i przedstawić na

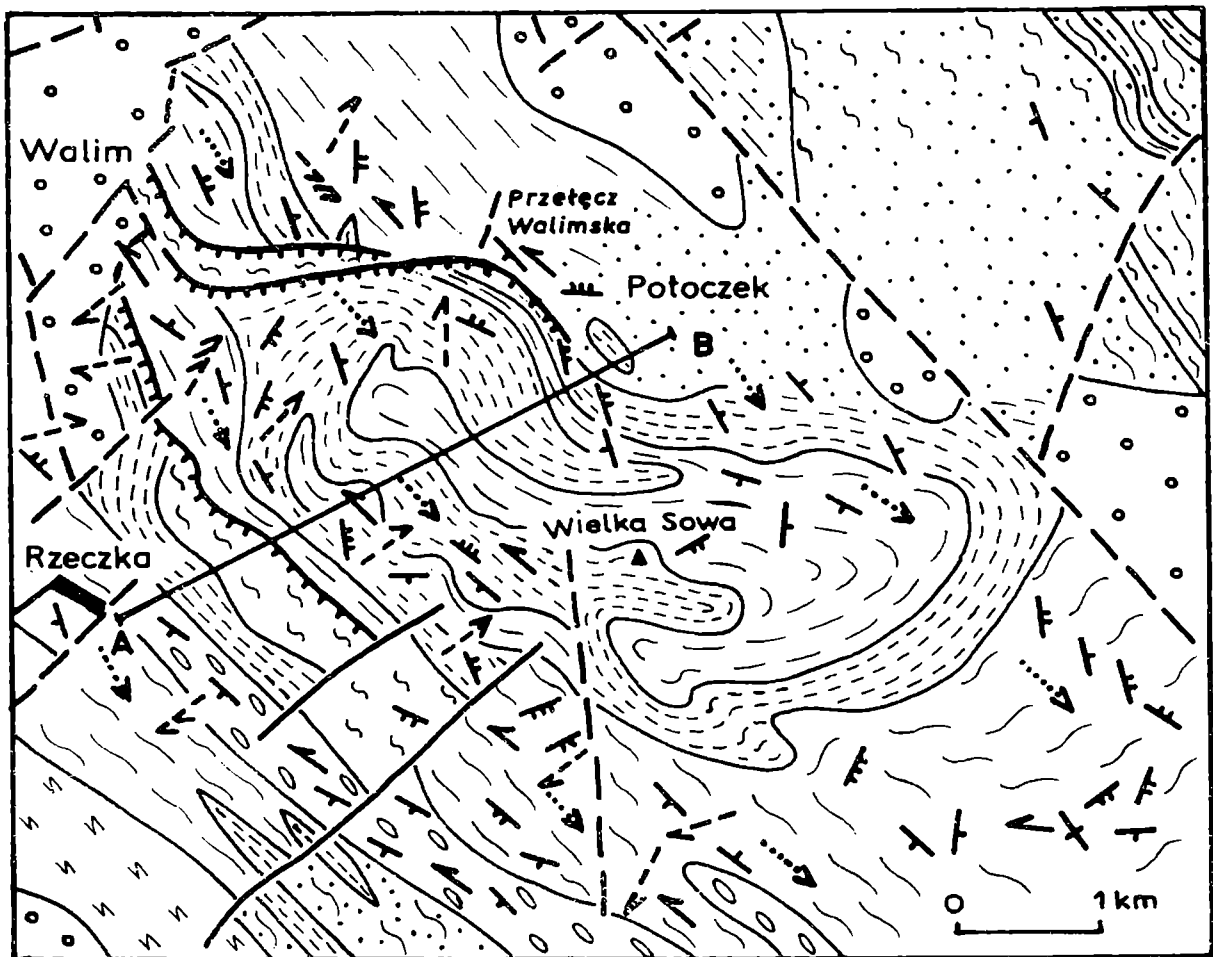


Fig. 47. Szkic geologiczny masywu Wielkiej Sowy. A-B — linia przekroju przedstawionego na Fig. 49. Legenda jak na Fig. 2, 3, 6. Grube linie ząbkowane — nasunięcia

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 rekonstrukcję 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 szczególnie 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 sponowany przebieg powierzchni nasunięć czy też ślizgów. Ich

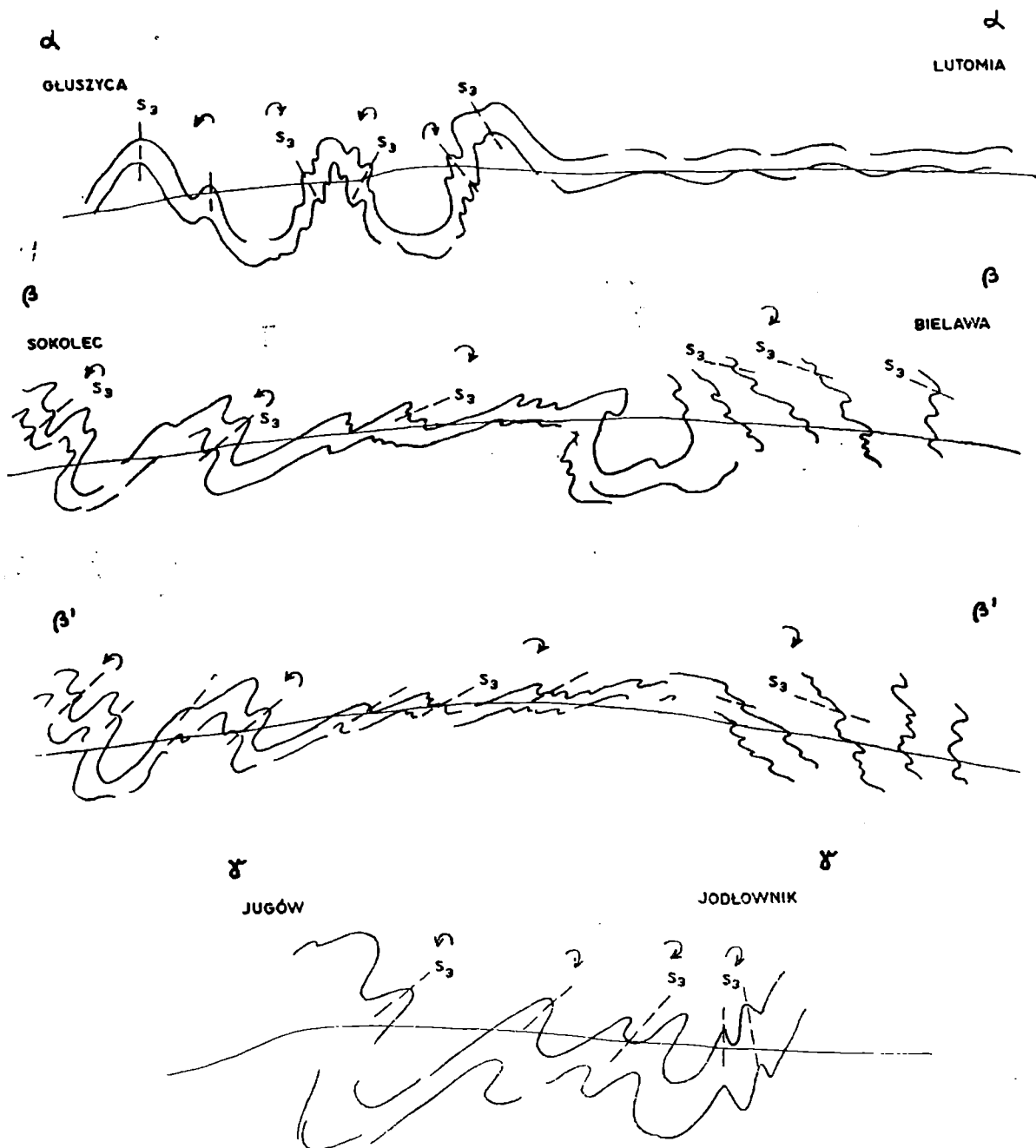


Fig. 48. Schematyczne przekroje ilustrujące geometrię makrofałdów  $F_3$ . Orientacja przekrojów podana na Fig. 3. Przekroje  $\beta-\beta$  i  $\beta'-\beta'$  stanowią dwie możliwe interpretacje zebranych informacji strukturalnych

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.

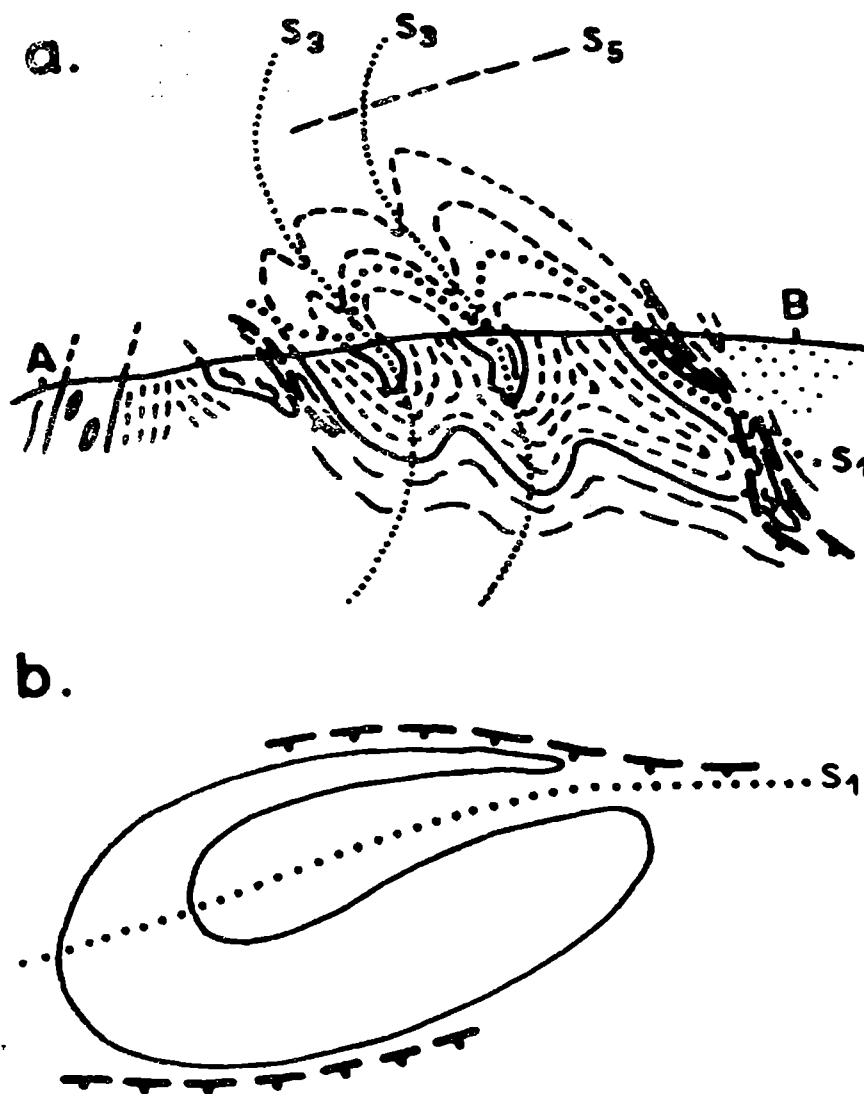


Fig. 49. (a) Przekrój geologiczny wzdłuż linii  $A-B$  (Fig. 47) przez masyw Wielkiej Sowy (przekrój wykonano przy założeniu, że obcięte obecnie uskokami wychodnie gnejsu łuseczkowego 1 km na S i SW od szczytu Wielkiej Sowy były niegdyś połączone). (b) Schemat struktur  $F_1$  przed nałożeniem fałdów  $F_3$  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 Zagórze (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 tektonometamorficznym, 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 rekrytalizacji 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  $S_1$ . Stwierdzone 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 przełańdowań foliacji  $S_1$  w fałdach  $D_2$ ,  $D_3$  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 odsłoneń 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 skaień 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 zdecydował o tym rozpoznany sposób powstawania syllimanitu — poprzez fibrolityzację łuszczków, głównie biotyту. 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  $Gr \pm Kya/Sil$ , 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 jakiegokolwiek 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  $Gr \pm Kya/Sil$  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  $Bio-Gr \pm Kya$  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  $800^\circ C$  (Kryza, 1977).

Sądząc z rozkładu linii granicznych stref  $Gr \pm Kya/Sil$  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  $Gr \pm Kya/Sil$ , 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

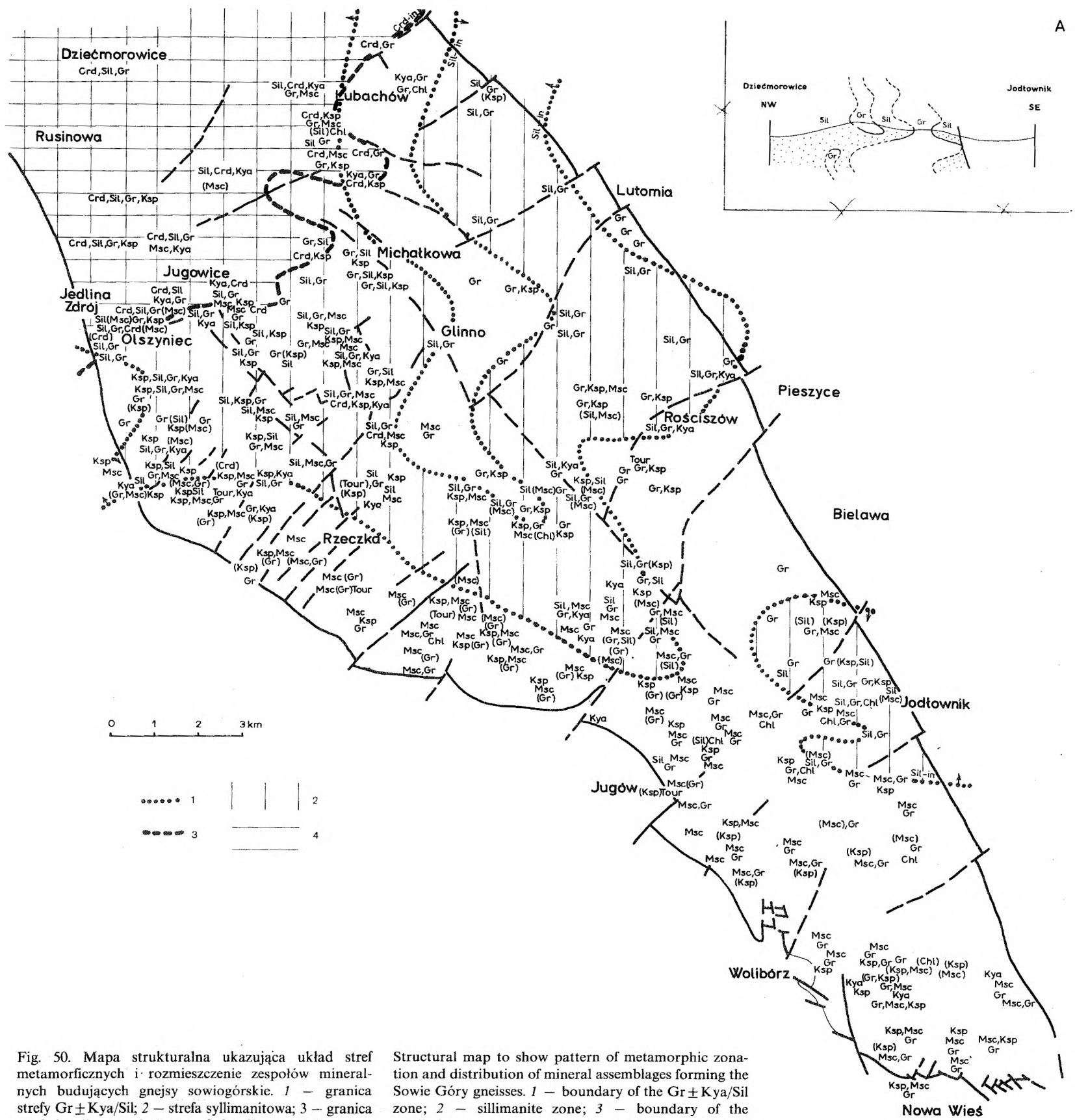


Fig. 50. Mapa strukturalna ukazująca układ stref metamorficznych i rozmieszczenie zespołów mineralnych budujących gnejsy sowiogórskie. 1 – granica strefy  $Gr \pm Kya/Sil$ ; 2 – strefa sillimanitowa; 3 – granica strefy kordierytowej; 4 – strefa kordierytowa. W ramce (A) – schematyczny przekrój ilustrujący 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  $Gr \pm Kya/Sil$  zone; 2 – sillimanite zone; 3 – boundary of the cordierite zone; 4 – cordierite zone. (A) – 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  $Gr \pm Kya/Sil$  (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. Znany przykładem jest obszar tunelu Simplon w Alpach, gdzie Streckeisen, Wenk i Frey (1974) rozpoznali powierzchnie izograd (izoterm) zapadające pod kątem większym niż  $45^\circ$ , 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 spreduingu, 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  $Gr \pm Kya/Sil$  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. 48 $\beta'$ .

## 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 geosynkлинаalny, (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 wyznaczone przez strefę wzajemnych przeławień 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 łyszczkiem 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 plagioklazowco-biotytowe są zastępowane stopniowo przez gnejsy dwułyszczkowe 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 głębokomor- skiej 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. Oznacza- łoby to, że osad ten notuje stopniowe pogłębianie dna zbiornika. Przelawianie się gruboziarnistych gnejsów z gnejsami łuseczkowymi wskazuje na pierwotne przelawianie 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 prote- rozoik—środkowy kambry, 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 inter- pretacja.

Pierwsze fałdowanie odbyło się wokół osi horyzontalnych, skierowanych NW—SE, jak się zdaje skutkiem wybożenia pod wpływem poziomego prostego ściska- nia. 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 geotermicz- ny był wyższy od przeciętnego, albo kompleks sowiogórski znalazł się w strefie wypukłych do góry geoizoterm, w efekcie jakichś procesów wgłębnych, uruchamia- jących 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 efek- cie 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 mi- mośrodkowego ściskania w płaszczyźnie pionowej. Długotrwałość takiego stanu naprężenia spowodowała, że kompleks — sfałdowany pierwotnie przez wyboże- nie — poddany został, w domenie fałdów obalonych i leżących, ścinaniu rów- noległemu do powierzchni osiowych fałdów  $F_1$  i fałdowaniu z płynięcia. W praktyce polegało to na niejednorodnych przemieszczeniach ścięciowych wzdłuż powierz- chni właśnie rozwiniętej penetratywnej, transpozycyjnej foliacji osiowej  $S_1$ . W stre- fach bardziej intensywnej deformacji ścinającej doszło do największych przesunień

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. Mineral ten w obecności obu łuszczyków 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 przejawiał 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. Drobnodziarniste osady piaszczysto-mułowcowe stały się drobnodziarnistymi gnejsami. Grubiej ziarniste szarogłazy stawały się grubodziarnistymi gnejsami, zachowującymi pierwotną laminację materiałem mniej lub bardziej ilastym w formie drobnego warstewkowania, wzmocnionego dodatkową metamorficzną rekrytalizacją.

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 intensywność 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 rekrytalizację, 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 biotyту, zmuszając go do przekształcania się w syllimanit. Krystalizacja fibrolitu angażowała biotyt i muskowitz, kwarc i skaleń potasowy, co prowadziło do znacznej rekrytalizacji 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 rekrytalizacja reorganizująca jedynie więźbę skały.

Owa metamorficzna rekrytalizacja  $M_2$  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 biotyту, 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 przeciwdziały 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, czwarte.



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 rekrytalizacja 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 rekrytalizacyjna. 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 rekrytalizacyjną, ale nie wymagającego już dalszego intensywnego fałdowania w małej skali.

Linia LGJ nie miała większego wpływu na przebieg fałdowania  $F_2$ , poza wyznaczeniem 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 wynikał 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 ścisaniem 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 rekrytalizacja dążąca do osiągnięcia na nowo stanu równowagi pomiędzy minerałami, dalsze powstawanie i ewolucja fibrolitu w kierunku tworzenia nodul i agregatów kwarcowo-syllimanitowych bieży w dużym stopniu niezależnie od wydarzeń tektonicznych, choć niewątpliwie pod ich generalną kontrolą, o czym świadczy choćby fakt wzrostu nowo krystalizujących lub rekrytalizujących 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 więzby 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 przejawiało 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 rekrytalizacji 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 wybočenja, o niewielkich amplitudach, rozprzerstrzenionych 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 przesuujących 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 rekrytalizacja minerałów na grube, perlite 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 położeń 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 rekrytalizacja minerałów równoległe 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 przesuujących 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 Świebodzie (Gunia, 1968; Porębski, 1981).

Na zakończenie należy powiedzieć, że jak dotąd taka właśnie zależność depresji Świebodzie i Gór Sowich stanowi o jedynym nie budzącym wątpliwości kontakcie bloku sowiogórskiego z jednostkami sąsiednimi. W chwili obecnej równie trudno jest czynić porównania na przykład pozycji kordierytu w gnejsach Gór Sowich z pozycją kordierytu i andalazytu z obszaru granicznego bloku sowiogórskiego i strefy Niemczy, łączonej przez Dziedzicową (1979, 1981) z waryscyjskim magmatyzmem granitoidowym, jak i decydować o związku bezgranatowych zserpentyzowanych 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. Wrocław, 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. Wrocław, 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., sër. 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 Ziemi 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 sedimentacji 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 kordieritem 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 górna 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-Trøndelag, and their regional significance. *Norges Geol. Undersøkelse*, 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.
- Skjerna, 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 isogratic 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<sup>2</sup> 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 accessory 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, *vide* 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<sub>20-30</sub>).

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 accessory 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 *serpenititized 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.

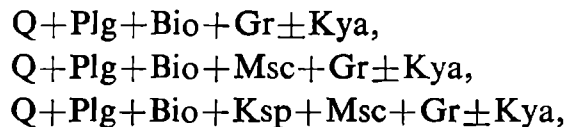
*Granulites* are known from three small occurrences in the northern part of the Góry Sowie (Fig. 2). These are fine-grained rocks composed of quartz, oligoclase, K-feldspar, garnet, and kyanite, with accessory rutile, apatite, zircon, opaques. They show two textural varieties. One of them is represented 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

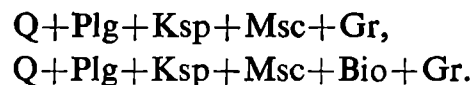
Phase  $D_1$ 

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,  $S_0$ . Parallel 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:



and in much less common quartzofeldspathic varieties:



Amphibolites developed assemblage embracing  $\text{Hrb+Plg(And)}\pm\text{Gr}$ . 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  $s_1$  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 concomitant 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  $90^\circ$  (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 accessory 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; Żelażniewicz, 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  $Q-Plg-Bio-Gr \pm Ap, Kya, Msc$  was generally developed in plagioclase gneisses and  $Q-Plg-Ksp-Bic-Msc-Gr \pm Ap, Kya$  in two-feldspar gneisses.

With changing  $T-X$  conditions, the  $D_2$  phase broke textural and chemical equilibria 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 bi-mineral 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 ptygmatic 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 solidified 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<sup>2</sup> 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) portions 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 up-thrust 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 diagrammatically 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  $F_3L_3$  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 superposition 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 interfering 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  $\text{Gr} \pm \text{Kya}/\text{Sil}$  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  $\text{Gr} \pm \text{Kya}$  zone developed  $\text{Q-Plg-Bio-Gr} \pm \text{Kya}$  assemblage in metapelitic rocks and in more quartzofeldspathic rocks it produced the assemblage  $\text{Q-Plg-Ksp-Msc-Bio-Gr} \pm \text{Kya}$ . 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  $D_2$  ( $M_2 F_2$ ) phase as the result of disequilibrium conditions of  $M_2$ , introduced into the rocks along with a change mostly of  $T-X$  parameters. 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 phlebitic, 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, alighting at that time (Famenian—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 wyznaczone 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 zabliznione późnym skaleniem potasowym. Nikole×  
 Extensional fracture healed with late K-feldspar. Nicols×
- 5 — Wydłużony i spłaszczony blast K-skalenia (Ksp) równoległe do foliacji mylonitycznej. Nikole×  
 Elongated and flattened blast of K-feldspar. Nicols×

## Plansza — Plate III

Typy więzby gnejsów sowiogórskich  
 Types of fabric of the Sowie Góry gneisses

- 1 — Więzba sacharoidalna. Nikole×  
 Saccharoidal fabric. Nicols×
- 2 — Więzba sacharoidalna. Nikole ||  
 Saccharoidal fabric. Nicols ||
- 3 — Więzba sacharoidalna poddana rekrytalizacji. Nikole×  
 Saccharoidal fabric subjected to recrystallization. Nicols×
- 4 — Więzba sacharoidalna. Nikole×  
 Saccharoidal fabric. Nicols×
- 5—6 — Ziarna mineralne w nierównowadze. Nikole×  
 Disequilibrium mineral grains. Nicols×

## Plansza — Plate IV

Przebudowa więzby gnejsów w trakcie krystalizacji fibrolitu (*f*)  
Reconstitution of gneiss fabric during fibrolite (*f*) crystallization

- 1–2, 4 — W lewej części więzba starsza sacharoidalna, bez syllimanitu. Z prawej strony więzba 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 więzby sacharoidalnej (*dół*) w więzbie rekrytalizowanej 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 — Mikroclin 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 micropertthite corrosive against plagioclase and other minerals. Characteristic reaction margins (arrows). Two sets of perthite (*6*). Nicols ×

## Plansza — Plate VI

Muskowit w gnejsach strefy 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 — Wiezba  $F_3 M_3$  w gnejsie łusczkowym. Nikole ×  
 $F_3 M_3$  fabric in scale gneiss. Nicols ×
- 4 — Strefowa rekrytalizacja łuszczyków 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×

