

Wojciech GROCHOLSKI

TEKTONIKA GÓR SOWICH

SPIS TREŚCI

Streszczenie	181
Wstęp	182
Rozwój badań geologicznych Gór Sowich	184
Charakterystyka skał krystalicznych	186
Formacja starokrystaliczna	186
Młodsze skały krystaliczne Gór Sowich	201
Krótkie dane o skałach osadowych Gór Sowich	202
Tektonika	204
Dane ogólne na tle dotychczasowych badań tektonicznych w Górach Sowich	204
Analiza strukturalna sowiogórskiej formacji starokrystalicznej	204
Dyslokacje nieciągłe	218
Przewodnie rysy tektoniki Gór Sowich z wyróżnieniem elementów strukturalnych	222
Ewolucja tektoniczna Gór Sowich	227
Struktury sowiogórskie na tle niektórych innych struktur sudeckich	229
Uwagi końcowe	230
Literatura	231
Summary	235

Streszczenie

Praca podaje najnowsze poglądy na ewolucję metamorficzną gnejsów sowiogórskich uzupełnioną nowymi opisami petrograficznymi rzadkich skał tego regionu. Na podstawie obserwacji terenowych oraz załączonej mapy przeglądowej Gór Sowich i analizy pomiarów drobnych struktur dochodzi autor do wniosku, że główne, prekambryjskie ruchy fałdowe związane były na zbadanym obszarze z synkinematyczną migmatytyzacją. W wyniku tych ruchów powstały struktury o kierunku NW-SE (system B_1). Ruchy fałdowe młodsze, systemu B_2 , doprowadziły do powstania struktur o kie-

runku SW-NE w części północnej Gór Sowich i przebudowały częściowo struktury starsze systemu B_1 na pozostałym obszarze gnejsowym. Następnie scharakteryzował autor ważniejsze deformacje dysjunktywne zwłaszcza waryscyjskie i ich przypuszczalne następstwo czasowe. W pracy zaproponowano podział Gór Sowich na mniejsze jednostki tektoniczne i przeprowadzono porównanie przebiegu różnowiekowych struktur sowiogórskich z wynikami analogicznych badań w innych regionach Sudetów.

WSTĘP

Praca ta stanowi podsumowanie wyników badań geologicznych, przeprowadzonych w latach 1961—1964 w Górach Sowich. Częściowe wyniki tych badań były opublikowane sukcesywnie w kilku artykułach w latach 1962—1964. Prace prowadzone w Górach Sowich stanowiły kontynuację i rozszerzenie badań autora nad tektoniką SW brzegu gnejsów sowiogórskich (Grocholski 1961). Problematyka badawcza została obecnie pogłębiona między innymi dzięki zastosowaniu analizy drobnych struktur.

Na podjęcie prac badawczych w Górach Sowich złożyło się kilka przyczyn.

Jak wiadomo, kra sowiogórska uważana jest za najstarszy element strukturalny Sudetów, w obrębie którego odsłaniają się na powierzchni silnie zmetamorfizowane skały, zaliczone do starszego prekambriu.

Stanowisko tektoniczne kry sowiogórskiej, jako elementu moldanubskiego położonego częściowo w obrębie Sudetów właściwych, a częściowo na ich NE przedpolu, było i jest przedmiotem zainteresowań wielu geologów krajowych i zagranicznych. Zagadnienie budowy i wieku gnejsów sowiogórskich podejmowane było z racji różnych dyskusji naukowych przez wielu wybitnych geologów, takich jak: E. Berderke (1927, 1929, 1939, 1956, 1963), O. Kodym (1954, 1961), F. Kossmat (1925), F. E. Suess (1926, 1935), A. Watznauer (1955), H. Teisseyre (1948, 1956, 1958, 1960) i inni.

O ile rola, jaką odgrywały gnejsy sowiogórskie w rozwoju tektonicznym Sudetów ługijskich, była dotychczas szeroko i wszechstronnie naświetlana, o tyle o tektonice skał krystalicznych w obrębie samych Gór Sowich wiedzieliśmy stosunkowo niewiele.

Brak było dotychczas jednolicie opracowanej przeglądowej mapy geologicznej dla gnejsów sowiogórskich położonych w Sudetach właściwych. Mapa taka została przez autora zestawiona w dwu wersjach na podstawie dostępnych obecnie opublikowanych map szczegółowych w podziałce 1 : 25 000 E. Dathego (1904) i L. Finckha (1924) oraz przeglądowej mapy 1 : 200 000, arkusz Świdnica, E. Meistera i G. Fischera (1935). Mapy powyższe zostały przez autora częściowo zreambulowane, a niektóre wycinki terenu na nowo skartowane. Przy wykonywaniu mapy wykorzystałem również zgeneralizowane zdjęcia geologiczne w podziałce 1 : 10 000, wykonane pod kierunkiem autora w różnych częściach Gór Sowich przez K. Augustyniaka (1959), Z. Białasa (1960), T. Ruta (1961), A. Dendewicza (1962), F. Stolarczyka (1963) i M. Pagunisa (1964), w ramach prac magisterskich prowadzonych w Katedrze Geologii

Uniwersytetu Wrocławskiego. Druga wersja tej mapy zgeneralizowana przez Instytut Geologiczny włączona została do Geological Map of Lower Silesia (1 : 200 000). Powiększenie odnośnego wycinka cytowanej mapy z objaśnieniami W. Grocholskiego w podziałce 1 : 100 000 stanowi załącznik niniejszej pracy (tabl. I).

Omawiany obszar badań w sensie geograficznym obejmuje nie tylko Góry Sowie z najwyższym szczytem Wielką Sową 1014 m n.p.m., lecz również część Pogórza Wałbrzyskiego po Szczawno i Pogorzałę, która zbudowana jest z gnejsów sowiogórskich (fig. 1).

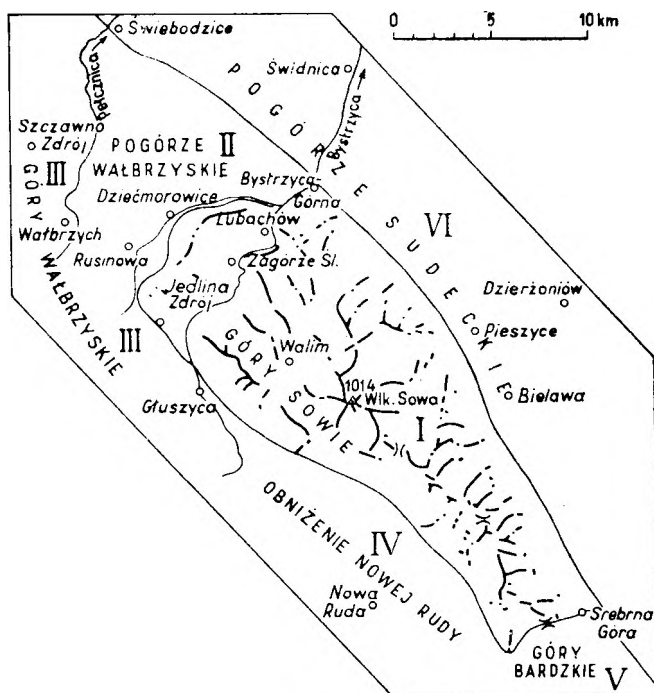


Fig. 1

Położenie geograficzne Gór Sowich

Geographical position of the Sowie Mts.

I — Sowie Mts., II — Wałbrzych Highland, III — Wałbrzych Mts., IV — Depression of Nowa Ruda, V — Bardo Mts., VI — Foreland of the Sudetes

Północno-wschodnia granica Gór Sowich i Pogórza Wałbrzyskiego przebiega wzdłuż krawędzi morfologicznej Sudetów, równoległe do sudeckiego uskoku brzeżnego od Srebrnej Góry do obszaru położonego na północny zachód od Bystrzycy Górnej. Od północnego zachodu Góry Sowie graniczą z Pogorzem Wałbrzyskim. Naturalną granicę tworzy tu dolina potoku Złotnica od Rusinowej i Dziećmorowic po Lubachów, gdzie Złotnica wpada do Bystrzycy. Dalszy ciąg północnej granicy Gór Sowich ciągnie się wzdłuż doliny Bystrzycy między Lubachowem a Bystrzycą Górną.

Na południowym wschodzie Góry Sowie od Gór Bardzkich oddziela Srebrna Przełęcz.

Obszar górski zbudowany z gnejsów sówiogórskich jest w stosunku do obszaru przedgórskiego mniejszy, lecz lepiej odsłonięty. Cały obszar kry sówiogórskiej posiada powierzchnię około 650 km², z tego na część południowo-zachodnią, położoną w Sudetach, przypada około 250 km².

Kra gnejsowa, potraktowana jako jednostka geologiczna, graniczy z różnymi młodszymi od siebie jednostkami strukturalnymi Sudetów i ich przedpola wyłącznie wzdłuż dyslokacji. Jednostki geologiczne otaczające krę sówiogórską ilustruje figura 2.

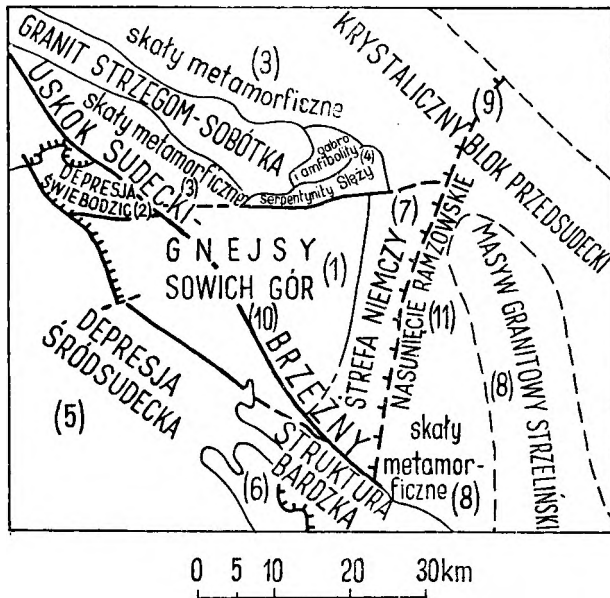


Fig. 2

Położenie geologiczne kry sówiogórskiej wśród jednostek strukturalnych Sudetów Środkowych (według H. Teisseyre'a 1957)

Geological position of the Sowie Mts. block among the structural units of the Central Sudetes (after H. Teisseyre 1957)

1 — gneisses of the Sowie Mts., 2 — Świebodzić depression, 3 — metamorphic country rock of the granite of Strzegom-Sobótka, 4 — gabbros, amphibolites and serpentinites of Mt. Słęża, 5 — Middle Sudetic syncline, 6 — Bardo structure, 7 — zone of Niemcza, 8 — metamorphic country rocks of granite of the Strzelin massif, 9 — crystalline Fore-Sudetic Block, 10 — Marginal Sudetic fault, 11 — Ramzow overthrust

Na północy gnejsy sówiogórskie graniczą kolejno od zachodu z osadami górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzić, z osłoną metamorficzną granitu strzegomskiego, z serpentynitami, gabrami i amfibolitami Słęzy. Od wschodu krę sówiogórską ogranicza strefa dyslokacyjna Niemczy (zmylonityzowane skały

metamorficzne). Na południowy-zachód od Gór Sowich leży największy element Sudetów Środkowych — karbońska depresja śródsudecka. Na południu gnejsy sówiogórskie graniczą ze strukturą bardzką, w której przełaadowane zostały utwory syluru, dolnego dewonu i dolnego karbonu, przykryte częściowo osadami górnego karbonu i czerwonego spągowca.

Położone w obrębie górskiej części Sudetów gnejsy sówiogórskie stanowią zrąb tektoniczny podniesiony wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego, dyslokacji Szczawienka, uskoku Szczawnika, przedłużenia ku południowemu wschodowi dyslokacji Strumyka (H. Teisseyre 1957) oraz wzdłuż uskoku śródsudeckiego między Głuszycą a Srebrną Górą. Zrąb ten jest wydłużony w kierunku NW-SE. Między gnejsami sówiogórskimi części górskiej i przedgórskiej nie obserwuje się zasadniczych różnic. Są to przeważnie warstewkowe gnejsy migmatytowe pochodzenia osadowego, oligoklazowo-lyszczykowe o przewadze biotyту zawierające akcesorycznie granaty i sylimanit. Inne skały metamorficzne odgrywają rolę ilościowo podrzędną.

Różnica między obszarem gnejsów sówiogórskich w obrębie Sudetów a ich obszarem przed-sudeckim polega innymi na tym, iż w górach leżą na gnejsach osady dolnego karbonu, których nie stwierdzono na przedpola. W przedgórskiej części kry gnejsowej występują osady neogenu, nieznanne z Gór Sowich. Pozwala to wnioskować, za H. Scupinem (1933 i 1937), że w dolnym karbonie dzisiejszy region górski kry gnejsowej był obniżony w stosunku do dzisiejszego przedpola. Odwrócenie tych warunków nastąpiło na przełomie paleogenu i neogenu (w fazie attyckiej według cytowanego autora) kiedy to wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego Sudety wraz z częścią gnejsów kry sówiogórskiej zostały wydzwignięte względem swego północno-wschodniego przedpola.

Panom profesorom dr Henrykowi Teisseyre'owi i dr Kazimierzowi Smulikowskiemu, którzy zawsze życzliwie ustosunkowywali się do moich badań, winien jestem wyrazy szczerej wdzięczności i głębokiego szacunku.

Dziękuję serdecznie koledze dr Alfredowi Majerowiczowi za uprzejme sprawdzanie oznaczeń petrograficznych.

Miło mi jest również podziękować dr Marii Kozłowskiej-Kochowej oraz kolegom z Akademii Górniczej we Freibergu, dr H. J. Behrowi i dr H. Kurzemu, za żywe dyskusje fachowe na terenie Gór Sowich.

Wdzięczny jestem ponadto koledze mgr Tadeuszowi Morawskiemu z Instytutu Geologicznego we Wrocławiu za udostępnienie mi maszynopisów swoich prac petrograficznych z Gór Sowich, które przygotował do druku.

ROZWÓJ BADAŃ GEOLOGICZNYCH GÓR SOWICH

W rozwoju badań geologicznych w Górach Sowich można wyróżnić kilka okresów. W pierwszym okresie, do opublikowania pracy E. Kalkowskiego (1878), zostały wykonane fragmentaryczne opisy geologiczne i mapy przeglądowe uwzględniające omawiany region. W drugim okresie, od ukazania się rozprawy E. Kalkowskiego do 1924 r., zostały sporządzone przez E. Dathego (1904) i L. Finckha (1924) szczególnie zdjęcia geologiczne Gór Sowich w podziałce 1 : 25 000. Okres trzeci obejmuje lata międzywojenne i drugiej wojny światowej. W czwartym, powojennym okresie, w Górach Sowich pracowali polscy petrografowie i geolodzy, lecz ogólne problemy dotyczące gnejsów sowiogórskich były poruszane również w artykułach geologów zagranicznych.

Z pierwszego okresu pochodzą opisy geognostyczne Śląska. Spośród pierwszych map sudeckich wymienić można przykładowo mapę L. Bucha z 1797 r. i przeglądową mapę J. Rotha, nie zawierającą wzmianki o roku wykonania ani o wydaniu jej drukiem.

L. Buch (1802) nie rozdzielił jeszcze gnejsów sowiogórskich od innych gnejsów Sudetów. Autor ten wspominał o kopalnictwie rud ołowiu, srebra, miedzi oraz o wydobywaniu wapieni, barytu i fluorytu w różnych częściach Gór Sowich.

Jako jeden z pierwszych nazwy gnejsy sowiogórskie (*der Eulengebirgs-Gneiss*) użył B. R. Förster (1865) w artykule traktującym o złożach rud w Górach Sowich, a zwłaszcza srebra koło Srebrnej Góry.

Skąpe i ogólne wiadomości o geologii Gór Sowich znaleźć można między innymi w pracach C. Raumera (1819) i R. Carnalla (1831).

Nowy okres w poznawaniu geologii i petrografii omawianego regionu rozpoczyna ukazanie się rozprawy habilitacyjnej E. Kalkowskiego (1878) o formacji gnejsowej Gór Sowich. W części petrograficznej wydzielił on „*dolne i górne piętro gnejsowe*”. Scharakteryzował on zróżnicowanie „*facjalne*” gnejsów oraz towarzyszących im skał, takich jak serpentynity, ponadto wyróżnił skały zawierające hornblendę lub diagen, skały o granitowej strukturze i inne. Wśród składników akcesorycznych gnejsów sowiogórskich Kalkowsky wymienił granaty, sylimanit i kordieryt.

W drugiej, tektonicznej części pracy omawianego autora podany został podział Gór Sowich na cztery obszary geologiczne: Wielkiej Sowy, Sierpnicy, Bystrzycy i Srebrnej Góry. Na załączonej do pracy Kalkowskiego planszy III widać przebieg struktur gnejsowych, na którym

w obszarze Bystrzycy wykreślone są kierunki SW-NE, a w pozostałych trzech obszarach kierunki NW-SE z odchyleniem ku wschodowi koło Srebrnej Góry. W cytowanej pracy wymienione są również osady kulkowe z Glinna — Michałkowej, Kamionkowa i Walimia, zawierające faunę dolnokarbońską i wkładki węgliste. Spośród skał wulkanicznych opisane są porfir i kersantyt. Podział gnejsów sowiogórskich przeprowadzony był przez E. Kalkowskiego na podstawie zróżnicowania mineralnego i teksturalnego tych skał. Jego opracowania petrograficzne stanowiły podstawę do prac kartograficznych E. Dathego (1904a, b, c).

Dathe, który skartował środkową i południową część Gór Sowich, położył nacisk na rozgraniczenie gnejsów biotytowych od gnejsów dwułyżczykowych. Autor ten w objaśnieniach do arkusza Bielawa pisał, że „*jądro*” fałdowej struktury Gór Sowich znajduje się w strefie granitopodobnych gnejsów z Potoczka. Na podstawie przebiegu foliacji wyróżnił on szereg siodła i łęków otaczających gnejsy z Potoczka, takich jak siodło Małej i Wielkiej Sowy oraz wąskie, strome fałdy o kierunku NW-SE, sięgające po południową granicę arkusza Bielawa. Cytowany autor traktował powierzchnię foliacji jako stratyfikację (*Schichtung*). W objaśnieniach do map wspomina Dathe o dyslokacjach, których brak jest na mapach. Jego zdaniem, w Górach Sowich miały miejsce dwa okresy ruchów fałdowych. Naciski górotwórcze młodszego okresu fałdowania skierowane były w przybliżeniu w kierunku istniejących już osi starszych fałdów, powodując powstanie fałdowań poprzecznych i przebudowę starszych struktur fałdowych. E. Dathe stwierdził ogólnie, że nasilenie młodszych ruchów fałdujących nie było we wszystkich częściach gnejsów sowiogórskich jednakowe.

W dwadzieścia lat po ukazaniu się sowiogórskich arkuszy map Dathego wydane zostały mapy L. Finckha (1924a i b), odnoszące się do północnych obszarów Gór Sowich nie objętych zdjęciem geologicznym Dathego. W odróżnieniu od swego poprzednika Finckh przeprowadził podział genetyczny gnejsów na paragnejsy, gnejsy stref nadtopienia (*Gneise in Aufschmelzungs-Zonen*) i „*ortognejsy*”. L. Finckh w objaśnieniach do arkusza Dzierżoniów polemizuje z poglądami E. Dathego (1904b). Według Finckha, jądro fałdów sowiogórskich tworzą ortognejsy występujące w południowo-zachodniej części Gór Sowich, a obszar Wysokiej Sowy stanowi duży „*masyw granitognejsowy*” wraz ze swoją osłoną paragnejsów. Jego zdaniem, biegi i upa-

dy paragnejsów nie dają jasnego, jednoznacznego obrazu stosunków przestrzennych. Przypuszcza on, że zasadniczymi kierunkami gnejsów sowiogórskich są kierunki E-W i NE-SW, i sądzi, że kierunek NW-SE był w Górach Sowich przeceniany, gdyż jest on uzależniony od dużego uskoku o tym kierunku. Starszy system uskoku charakteryzują kierunki N-S i NW-SE, zaś młodszy system dyslokacji — kierunki równoleżnikowe i NE-SW. L. Finckh podkreślił również, że wystąpienia kulmu sowiogórskiego ograniczone są uskokami, a osady dolnokarbońskie leżą w rowach tektonicznych.

Trzeci okres badań geologicznych w Górach Sowich cechują dwa kierunki. Jeden, syntetyczny, dąży do wyjaśnienia stanowiska gry gnejsowej w budowie Sudetów, a drugi ma na celu unowocześnienie oraz pogłębienie wiadomości petrologicznych o gnejsach sowiogórskich i towarzyszących im skałach metamorficznych.

E. Kossmat (1925) i F. E. Suess (1935) wyrazili pogląd, iż gnejsy sowiogórskie stanowią krę oderwaną od masywu moldanubskiego i przemieszczoną ku północy w czasie waryscyjskich ruchów górotwórczych.

E. Bederke (1929) zaprzeczał tej hipotezie, zwracając uwagę na występowanie otoczków gnejsowych w górnym dewonie depresji Świebodzic.

Znaczenie kry sowiogórskiej w procesie rozwoju niecki śródsudeckiej podkreślali H. Cloos (1922), S. Bubnoff (1924) i E. Bederke (1929).

Inny nurt badań okresu międzywojennego stanowiły studia petrograficzne. K. H. Scheumann (1936) traktował obszar gnejsów sowiogórskich jako charakterystyczny dla zdefiniowanych przez niego procesów metateksis. Uczeń Scheumanna — H. Hentschel (1943) opublikował nowoczesną pracę petrograficzną o elementach wapienno-krzemowych w gnejsach Gór Sowich.

W 1935 r. ukazała się przeglądowa mapa w podziale 1 : 200 000 arkusza Świdnica E. Meistersa i G. Fischera. Mapa ta nie obejmuje całej kry sowiogórskiej i nie posiada tekstu objaśniającego. Autorzy tej mapy uwzględniali podział genetyczny gnejsów sowiogórskich, wyróżniając paragnejsy i migmatyty, obszary muskowityzacji i mylonityzacji oraz ortognejsy. Z omawianej mapy wynika, że ortognejsy te występują nie tylko w południowo-zachodniej części Gór Sowich, lecz również w ich części wschodniej i na przedpolu sudeckim.

Zagadnieniom procesów peryglacialnych w Górach Sowich poświęcona była praca H. Arnolda (1938).

Po drugiej wojnie światowej Góry Sowie stały się terenem prac polskich petrografów i geo-

logów. Badaniom polskim tego okresu poświęciłem osobny rozdział w artykule o niektórych nowych wynikach prac w Górach Sowich (Grocholski (1966) i dlatego wymienione tu zostaną tylko najważniejsze publikacje.

Spośród opracowań petrograficznych zasadnicze znaczenie mają: uwagi o bloku krystalicznym Gór Sowich przedstawione w obszernym artykule K. Smulikowskiego (1952) a następnie studia nad metamorfizmem formacji krystalicznych Gór Sowich A. Polańskiego (1955) i publikacja O. Juskowiaka i W. Ryki (1960) o granulitach z okolic Zagórza Śląskiego i Bystrzycy Górnej.

Podsumowanie poglądów na stanowisko kry sowiogórskiej w Sudetach w czasie orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej zawdzięczamy H. Teisseyre'owi (1956b) oraz 1957 (*in* Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957), 1960, 1964, który uwypuklił rolę kry sowiogórskiej w powstawaniu sąsiadujących z nią młodszych jednostek strukturalnych, jak depresja Świebodzic, mylonityczna strefa Niemczy i niecka śródsudecka. Autor ten zwrócił uwagę na zależność trzech znanych wirgacji różnowiekowych fałdów Sudetów od trójkątnego zarysu kry gnejsów sowiogórskich.

Problematykę sowiogórską porusza również J. Oberc (1957 i 1960). Do pierwszej pracy tego autora o zmianie kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich załączona jest mapa kierunków struktur tektonicznych, obejmująca również Góry Sowie. Na mapie tej wykreślone są między innymi w Górach Sowich kierunki przedtakońskie starsze NW-SE, kierunki równoleżnikowe oraz kierunki NE-SW koło Padola i Lubachowa. Wśród kierunków przedtakońskich młodszych widoczna jest struktura o przebiegu NW-SE między Głuszycą a Srebrną Górą w miejscu występowania jednej ze stref gnejsów serii oczkowej. Sygnaturą stosowaną do struktur fazy sudeckiej J. Oberc obwiodł niektóre występowania kulmu sowiogórskiego.

Na temat gnejsów Gór Sowich wypowiadali się w okresie powojennym geolodzy zagraniczni: O. Kodym (1954, 1961), A. Watznauer (1955), i E. Bederke (1956, 1963). Wszyscy wymienieni autorowie zgodnie podkreślają przedassyntyjski-moldanubski wiek gnejsów sowiogórskich.

Problematyką kulmu sowiogórskiego w latach powojennych zajmowali się: H. Teisseyre (1948, 1958), J. Oberc (1950), H. Żakowa (1960, 1963, 1966). H. Żakowa podaje liczne opisy nieznanych dawniej w dolnym karbonie Gór Sowich gatunków fauny oraz przedstawia szczegółową stratygrafię kulmu sowiogórskiego, wydzielając między innymi warstwy sokoleckie.

Tematykę petrograficzną skał sowiogórskich opracowuje obecnie z ramienia Instytutu Geologicznego w Warszawie T. Morawski, zaś zagadnienia kartograficzne i tektoniczne — autor

niniejszej pracy. Planowane są również na terenie Gór Sowich wiercenia i zdjęcia geofizyczne oraz badania sporomorf kulmu sowiogórskiego.

CHARAKTERYSTYKA SKAŁ KRystalicznych

Góry Sowie zbudowane są przede wszystkim z utworów formacji starokrystalicznej, na którą składają się wszystkie skały metamorficzne tego regionu i związane z omawianą formacją granity, pegmatyty i hiperyty.

Do zdecydowanie młodszych skał krystalicznych budujących Góry Sowie zalicza się skały takie, jak: porfiry, porfiryty, kersantyty i niektóre aplity, którym przypisywany jest wiek młodopaleozoiczny. Występują one również w innych regionach Sudetów. Dyskusyjny może być natomiast wiek gabra z Sokolca i diabazu z góry Golec.

FORMACJA STAROKRYSTALICZNA

Już z końcem osiemnastego wieku było wiadomo, że w budowie Gór Sowich dominującą rolę odgrywają gnejsy, natomiast inne skały krystaliczne występują w ilościach podrzędnych.

Gnejsy sowiogórskie

Gnejsy sowiogórskie są zespołem skał migmatytowych, głównie pochodzenia osadowego (Smulikowski 1952), które przeszły kilka różnych faz metamorfizmu oddzielonych od siebie różnymi okresami czasu. Polimetamorficzny charakter gnejsów i towarzyszących im skał metamorficznych wykazał również A. Polański (1955).

Gnejsy migmatytowe oligoklazowo-biotytowe ukazują się na ponad $\frac{2}{3}$ powierzchni opisywanego obszaru (tabl. I). O osadowym pochodzeniu gnejsów świadczą zawarte w nich między Bystrzycą a Bielawą fragmenty wapieni krystalicznych i skał wapienno-krzemianowych na całym obszarze kry gnejsowej (Hentschel 1943) oraz obecność grafitu w gnejsach okolicy Dzieńmorowic, Zagórza Śląskiego i Bielawy, ukazujące się zwłaszcza w strefach dyslokacyjnych.

Spośród innych odmian petrogenetycznych gnejsów wymienić należy gnejsy mikroklino- serie oczkowej („ortognejsy” autorów niemieckich lub „granitognejsy” — W. Grocholski 1961, 1964). Ich pochodzenie magmowe budzi, przynajmniej w niektórych partiach Gór Sowich, poważne wątpliwości, o czym będzie jeszcze mowa na dalszych stronach tego rozdziału.

Paragnejsy mają skład mineralny bardzo podobny do gnejsów migmatytowych i prawie zawsze słabsze lub wyraźniejsze znamiona migmatytyzacji.

Oprócz podziału genetycznego gnejsów sowiogórskich można skały te usystematyzować, w uzasadnionych przypadkach, pod względem składu mineralnego oraz wykształcenia struktur i tekstur. Użyteczność mechanicznie przeprowadzonego, drobiazgowego podziału gnejsów jest problematyczna, na co zwrócił już uwagę K. Smulikowski (1952). Odmiany gnejsów zróżnicowane pod względem składu mineralnego nie pokrywają się na ogół z odmianami strukturalnymi i teksturalnymi skał gnejsowych.

Zróżnicowanie gnejsów pod względem składu mineralnego

Skład mineralny gnejsów sowiogórskich jest tylko pozornie monotony. W poszczególnych próbkach tych skał zaznaczają się wyraźne różnice ilościowe wzajemnego stosunku minerałów skałotwórczych oraz różnice w zawartości minerałów akcesorycznych w zależności od materiału wyjściowego oraz rozwoju petrogenetycznego poszczególnych odmian gnejsowych.

Z powyższych względów wydzieliłem następujące odmiany: gnejsy oligoklazowo-biotytowe, gnejsy oligoklazowo-dwułyszczkowe, gnejsy kordierytowe, gnejsy fibrolitowe, gnejsy hornblendowe i granitognejsy mikroklino- serie oczkowej.

Gnejsy oligoklazowo-biotytowe i oligoklazowo-dwułyszczkowe omawiać będę łącznie jako *gnejsy oligoklazowo-łyszczkowe*, gdyż różnice składu mineralnego między nimi sprowadzają się do braku lub obecności w obydwu gnejsach łyszczku jasnego. Muskowit, serycyt i fengit występują zazwyczaj w bardzo drobnych ilościach we wszystkich prawie gnejsach sowiogórskich, lecz w wielu wypadkach stwierdzić je można dopiero za pomocą mikroskopu w płytkach cienkich. Gnejsy dwułyszczkowe wydzielono kartograficznie tam, gdzie zawartość łyszczków jasnych widoczna jest nieuzbrojonym okiem.

Gnejsy biotytowe związane są z obszarem północnym i środkowym Gór Sowich, sięgając na południe pod górę Świnka (643 m) i Szeroka (824 m).

Gnejsy dwułyszczykowe tworzą zwarte, większe obszary między Głuszycą a Srebrną Górą i Mikołajowem, przeważając ilościowo w części południowo-zachodniej i południowo-wschodniej Gór Sowich. Jak widać na mapie (tabl. I), występowanie paragnejsów i migmatytów dwułyszczykowych związane jest z płytzymi poziomami intersekcyjnymi, z głównymi strefami odsłaniania się na powierzchni mikroklonowych gnejsów serii oczkowej (granitognejsów) oraz ze strefami kataklazy. Ogólnie zaznacza się wzrost „leukokratyczności” większości gnejsów sowiogórskich ku południowemu-wschodowi.

W gnejsach oligoklazowo-łyszczykowych obserwowano struktury i tekstury lepidoblastyczne, słojuwe, warstewkowe, granoblastyczne, a nawet oczkowe (pl. VI, fot. 2). W średnio- i gruboziarnistych odmianach homofanicznych gnejsów granoblastycznych pojawiają się zazwyczaj drobne i nieliczne blaszki muskowitu. Skład mineralny gnejsów oligoklazowo-łyszczykowych jest charakterystyczny zarówno dla większości paragnejsów, jak i gnejsów migmatytowych (pl. I, fot. 1).

Kwarce tworzą ziarna zazwyczaj ksenomorficzne, mające często znamiona zaangażowania tektonicznego w postaci spękań, granulacji, falistego bądź smużystego wygaszania światła spolaryzowanego. Odnosi się to zwłaszcza do starszej generacji kwarców. Miejscami obserwuje się obecność młodszej generacji kwarców nie wykazujących lub wykazujących w mniejszym stopniu wpływu deformacji tektonicznych. Przejawy rekrytalizacji kwarców są częste. Kwarce tworzą ponadto miejscami kropłowe wrostki w skaleniach warstewkowych gnejsów migmatytowych lub zająbiają się ze skałeniami, tak jak przedstawia to fotografia 2 na planszy I. Ilościowo, w stosunku do innych minerałów skałotwórczych, zawartość kwarcu w gnejsach oligoklazowo-łyszczykowych jest różna. Stosunkowo najwięcej kwarcu stwierdził T. Morawski (1963) w gnejsach leptytowych (50—60% obj.). Podwyższoną zawartość młodszej generacji kwarcu stwierdziłem między innymi w paragnejsach na górze Kobylec (780 m).

Wśród *plagioklazów* omawianych gnejsów przeważa prawie zawsze oligoklaz o zmiennej zawartości molekuly anortytowej w dosyć szerokim przedziale, do kwaśnego andezynu (32% An) włącznie. Pojawiający się miejscami albit (2—10% An) ma zazwyczaj charakter wtórny. Najbardziej zasadowy charakter plagioklazów mają gnejsy leptytowe i gnejsy amfibolowe. Plagioklasy są zbliżone według prawa albitowego i peryklinowego. Serycytyzacja plagioklazów jest zjawiskiem pospolitym (pl. I, fot. 1).

Biotyt jest w Górach Sowich minerałem skałotwórczym wszystkich gnejsów oligoklazowo-łyszczykowych pochodzenia osadowego. W gnejsach drobnoziarnistych typu leptytowego minerał ten tworzy drobne, krótkie łuseczki, różnie zorientowane w tle skalnym. Równoległe ułożenie dobrze wykształconych blaszek biotyty charakterystyczne jest dla gnejsów lepidoblastycznych, słojuwych i warstewkowych. W gnejsach migmatytowych okolicy Zagórza Śląskiego widoczne są nieregularnie wytłoczone partie gnejsów zubożone w kwarc i skalenie, a wzbogacone w biotyt, który w takich partiach wyraźnie ilościowo przeważa nad innymi minerałami skałotwórczymi. W gnejsach migmatytowych biotyt tworzy smugi i stanowi istotny składnik ciemnych lamin gnejsów warstewkowych (pl. IV, fot. 3 i 4). W gnejsach granoblastycznych o teksturach zhomogenizowanych, a miejscami w gnejsach warstewkowych, ciemny łyszczyk wykształcony jest w formie pseudoheksagonalnych blaszek o powierzchni dochodzącej do kilku centymetrów kwadratowych. W strefach tektonicznych i skałach hydrotermalnie zmienionych biotyt bywa częściowo schlorotytyzowany, a gnejsy przybierają zabarwienie zielnawe.

Paragnejsom i migmatytom sowiogórskim towarzyszą zazwyczaj jako minerały akcesoryczne granat (pl. I, fot. 1) i sylimanit (pl. I, fot. 5; pl. II, fot. 2), rzadziej i prawie wyłącznie w środkowej części Gór Sowich spotykany jest w gnejsach dysten.

Granat tworzy zazwyczaj niewielkie okrągławe ziarenka, układające się miejscami w gnejsach smużysto. W grubowarstewkowych gnejsach, w jasnych laminach kwarcowo-plagioklazowych widoczny jest nieuzbrojonym okiem, w gnejsach granoblastycznych o zhomogenizowanych teksturach osiąga średnice do 1 cm. Granat występuje częściej w gnejsach biotytytowych północnej i środkowej części Gór Sowich. W gnejsach dwułyszczykowych rejonu południowego i w gnejsach fibrolitowych obserwuje się mniej granatu.

Sylimanit opisany został już przez K. Kalkowskiego (1878). Stanowi on pospolity składnik akcesoryczny nie tylko gnejsów oligoklazowo-łyszczykowych, lecz również granitognejsów mikroklonowych i granitów oraz niektórych aplitów sowiogórskich. Minerał ten tworzy samodzielne igielki w tle skalnym lub fibrolitowe przerosty z kwarcem. W płytkach cienkich widać, iż fibrolit stowarzyszony jest często z biotytem, a rzadziej z muskowitem. Makroskopowo fibrolit tworzy owoidalne lub dyskoidalne soczewki i guzki, dobrze widoczne na wietrzających powierzchniach skały. Miejscami obserwuje się płaskury sylimanitowe na powierzchni

zgnejsowania. W rejonie Zagórza i Walimia obserwowałem równoległe do siebie ułożone skupienia sylimanitu występujące w spękania-
niach przebiegających prawie poprzecznie do warstewek gnejsów migmatytowych. Wskazuje to na stosunkowo późne powstanie sylimanitu w zespole skał sowiogórskich. Pomiar orientacji igieł i agregatów sylimanitowych w terenie nie dały jednoznacznego obrazu nadającego się do interpretacji tektonicznej. Natomiast ułożenie guzków fibrolitowych w gnejsach jest prawie zawsze równoległe do foliacji, wykazując maksimum w SE kwadrancie diagramów.

Gnejsy fibrolitowe zostały wydzielone kartograficznie tam, gdzie minerał ten tworzy wyraźne guzki, dające się stwierdzić w terenie. Gnejsów fibrolitowych nie wydzielono w miejscach, w których płaskury sylimanitowe występują sporadycznie, a fibrolit lub sylimanit stwierdzić można tylko mikroskopowo. Tak określone gnejsy fibrolitowe tworzą prawie ciągłą strefę biegnącą od Jedlińskiej Kopy (725 m) i Głuszycy Dolnej przez Walim, Rzeczkę, Małą i Wielką Sowę po kulum z Kamionkowa (tabl. I). W zasadzie są to gnejsy oligoklazowo-biotytowe z fibrolitem i sylimanitem. Jedynie w okolicy Głuszycy, w miejscu gdzie gnejsy fibrolitowe graniczą bezpośrednio z granitognejsami mikroklinowymi serii oczkowej, T. Morawski (1964) wydzielił wąską *strefę przejściową*, w której zaznacza się w gnejsach podwyższona zawartość mikroklinu i sylimanitu. Jedno z odsłoneń tej strefy przejściowej z charakterystycznym sfałdowaniem ptygmatycznym jest widoczne na fotografii 3, na plan-szy VII.

Strefie występowania gnejsów fibrolitowych towarzyszą granity sowiogórskie, które omówione będą osobno w dalszej części pracy. Nadmienię tu tylko, że w pobliżu niewielkich odsłoneń granitu w gnejsach fibrolitowych pojawiają się pojedyncze blaszki muskowitu. Obserwuje się ponadto ciągłe przejścia od paragnejsów fibrolitowych ziarnisto-luseczkowych do gnejsów migmatytowych i warstewkowych, z fibrolitem i sylimanitem, jak to ma na przykład miejsce na szczycie góry Włodarz (811 m). Ogólnie przeważają jednak gnejsy lepidoblastyczne oligoklazowo-biotytowe z guzkami fibrolitowymi.

A. Polański (1955) wiąże powstanie sylimanitu z warunkami subfacji almandynowo-sylimanitowej. T. Morawski (1963) skłania się do poglądu, że powstanie sylimanitu jest w związku z fibrolityzacją biotyту, z uwolnieniem części jonów potasowych w głębszych poziomach intersekcyjnych gnejsów sowiogórskich. Jestem zdania, że pewne znaczenie dla powstania gnej-

sów fibrolitowych mógł mieć bardziej ilasty charakter osadów wyjściowych, przeobrażonych później w gnejsy. Gnejsy lepidoblastyczne, w tym również część gnejsów fibrolitowych, zdają się być związane z obniżeniami synklinalnymi starych struktur prekambryjskich.

Gnejsy kordierytowe stwierdzone zostały dotychczas jedynie w północnej części Gór Sowich. Na obecność kordierytu w gnejsach sowiogórskich zwrócili uwagę E. Kalkowski (1878) i L. Finckh (1924a). Na podstawie własnych obserwacji terenowych i mikroskopowych powiększyłem w stosunku do mapy L. Finckha (1924a) obszar występowania gnejsów kordierytowych w rejonie Dziećmorowic. Kordieryt występuje tu w gnejsach, przeważnie warstewkowych, silnie zafałdowanych i miejscami częściowo teksturalnie zhomogenizowanych. Na południowym zboczu doliny Złotnicy w Dziećmorowicach widoczne są na powierzchni wietrzenia gnejsów migmatytowych brodawkowate, nieregularne, miejscami postrzępione gruzełki średnicy od kilku milimetrów do 6 cm. Zwiertzały gnejs kordierytowy przybiera zazwyczaj barwę żółtą, podobnie jak to ma miejsce w gnejsach moldanubskich na Szumawie. Świeże, niezwiertzałe guzki i gruzełki widoczne są na planszy I (fot. 3 i 4). Gruzełki gnejsów kordierytowych utworzone są głównie z zatokowo ząbających się i nieregularnie, łukowato spękanych kryształków kordierytu. Na fotografii 3 (pl. I) dobrze widoczne są pinitowe obwódki i wnikanie pinitu od brzegów w głąb ziarna kordierytowego. Kordieryt wykazuje w badaniu konoskopowym wyraźną dwuosiowość. Zabarwienie w płytce cienkiej ma żółtawe, zielonawe, a miejscami słabo niebieskawe.

Występujący nieco dalej na południe od doliny Złotnicy kordieryt ma liczne znamiona przeobrażeń w drobnoluseczkowy, włóknisty agregat pinitowy albo prazjolitowy (zabarwiony zielonawo). Kordierytowi i produktom jego przeobrażeń towarzyszy dosyć często sylimanit (pl. I, fot. 4). Z innych minerałów skałotwórczych wymienić należy w gnejsach kordierytowych kwarc, plagioklaz, biotyt i występujące akcesorycznie drobne blaszki muskowitu oraz małe ziarenka rutylu.

Geneza kordierytu z gnejsów sowiogórskich okolicy Dziećmorowic nie jest wyjaśniona. Nie wiemy, czy powstanie tego minerału wiązać należy ze zróżnicowaniem pierwotnym osadów, np. szarogłazów o spoiwie ilasto-dolomitycznym, czy metasomatozą magnezową lub innymi procesami zachodzącymi w warunkach wysokich temperatur i niedomiaru alkaliów (Smulikowski 1955).

Gnejsy hornblendowe wymienił A. Polański (1955) z okolicy Nieganowa i Pogorzalej, a L. Finckh (1924a) na południowym brzegu jeziora zaporowego na Bystrzycy. Dane te uzupełniłem stwierdzeniem występowania gnejsów hornblendowych na północ od jeziora zaporowego oraz dość licznych, lecz stosunkowo drobnych wystąpień tych skał we wcięciach toru kolejowego między Jugowicami a Lubachowem, jak również w dolinie Jawornickiego Potoku i w okolicy Bielawy. Gnejsy hornblendowe występują prawie zawsze w bezpośrednim sąsiedztwie amfibolitów oraz skał wapienno-krzemianowych, zwłaszcza tam, gdzie obserwuje się intensywne nasilenie procesów tektonicznych i anatektycznych. Niektóre gnejsy amfibolowe mają wygląd jakby nebulitycznych relików (skialitów) amfibolitowych wśród gnejsów migmatytowych. Zjawiska takie świadczą według C. E. Wegmanna (1935) i E. Ackermana (1963) o dążności do metamorficznej homogenizacji różnego materiału skalnego w warunkach ruchów tektonicznych charakterystycznych dla piętra migmatytowego. W Górach Sowich gnejsy hornblendowe powstawały zazwyczaj ze skał pochodzenia osadowego (pl. I, fot. 6). Możliwe natomiast, że drobnoziarnisty (leptytowy) gnejs hornblendowy z Nieganowa, z granatami i niewielką ilością skalenia potasowego, wywodzi się z amfibolitów pochodzenia magmowego (pl. I, fot. 7).

Inną odmianę genetyczną i mineralną stanowią *gnejsy mikroklino* (*granitognejsy*). Zajmują one wprawdzie stosunkowo niewielki obszar kry gnejsowej (około 10%), lecz wzbudzają znaczne zainteresowanie petrologów i geologów, dlatego omówienie ich potraktuję obszerniej. Jak wiadomo, na mapach niemieckich figurują one jako „*ortognejsy*”. K. Smulikowski (1958) pisze, że w dotychczasowych swych badaniach na terenie Sudetów nie napotkał jeszcze takich gnejsów, dla których potrafiłby z całą pewnością udowodnić pochodzenie z czysto magmowych granitoidów. Granitognejsy sowiogórskie, co podkreśla również T. Morawski (1963), różnią się między sobą sposobem występowania, strukturami a prawdopodobnie i genezą. Z powyższych względów proponuję podzielić gnejsy mikroklino na dwie grupy. Jedną grupę tworzą różne niewielkie wystąpienia gnejsów o lokalnie podwyższonej zawartości mikroklino, a drugą — gnejsy mikroklino serie oczkowej. Nazwa drugiej grupy gnejsów wprowadzona została przez T. Morawskiego (1963). Obejmuje ona gnejsy w środkowej i południowej części Gór Sowich zróżnicowane pod względem struktur i tekstur. W północnej części badanego obszaru znane były dwulyszczkowe gnejsy mikroklino na Piaskowej Górze koło Szczawna Zdroju. Dzięki pracom ziemnym

przeprowadzonym przez prof. dr H. Teisseyre'a (informacja ustna) okazało się, że omawiane gnejsy nie tworzą tu zwartego obszaru, jak przypuszczano dawniej (Dathe, Zimmermann 1912). Wzbogacenie gnejsów Piaskowej Góry w skałen potasowy i jasny lyszczek nastąpiło prawdopodobnie dzięki procesom miejscowej pegmatytyzacji, gdyż gnejsy te nie sprawiają wrażenia skał intruzyjnych.

Niewielkie występowanie drobnoziarnistych gnejsów mikroklinoowych stwierdziłem na północnym brzegu jeziora zaporowego w Zagórze (pl. I, fot. 6).

Gnejsy mikroklino w środkowej i południowej części Gór Sowich tworzą cztery równoległe, nieciągłe strefy przebiegające z północnego zachodu na południowy wschód pod ostrym kątem do kierunku głównego grzbietu Gór Sowich. Do pierwszej strefy granitognejsów, wysuniętej w Górach Sowich najdalej na północny wschód, zaliczyć należy wystąpienia tych skał w okolicy Kamionkowa, Nowej Bielawy i Jodłownika (tabl. I). Na południowy zachód od tej strefy biegnie druga (główna, a zarazem najszersza) wychodnia granitognejsów, ciągnąca się od Głuszycy przez Rzeczkę, Grabinę (943 m), Żmij (882 m) po rejon góry Karczmarka (568 m). Trzecia wyraźna strefa omawianych skał, węższa od poprzedniej, ciągnie się z przerwami od Głuszycy ku SE, a następnie przez Wolice (762 m), Diczek (732 m) po Rozstaje (694 m). Czwarta strefa gnejsów mikroklinoowych, fragmentarycznie zachowana i silnie kataklastycznie zmieniona, biegnie wzdłuż południowo-zachodniego brzegu kry gnejsowej od osady Pniaki, koło Podlesia i Srebrnej Góry po okolice Mikołajowa.

Obecność „*ortoklaz*” w gnejsach dolnego (starszego) piętra skał sowiogórskich podał E. Kalkowsky (1878). Zaliczył on jednak gnejsy oczkowe do wydzielonego przez siebie piętra górnego, nie oznaczając na mapie zasięgu skał zmetamorfizowanych. A. Polański (1955) pisał, że zawartość skalenia potasowego w paragnejsach sowiogórskich może dochodzić do 10% obj., a w gnejsach „*orto*” jest zazwyczaj wyraźnie większa. Gnejsy oczkowe wydzielił kartograficznie E. Dathe (1904 a, b, c), nie wypowiadając się na temat ich genezy. Z genetyczną nazwą tych gnejsów (*Orthogneis*, *grossenteils Augengneis*) spotyka się na mapie E. Meistra i G. Fischera (1935). Wcześniej jeszcze o „*ortognejsach*” wspomina L. Finckh (1924), a następnie terminu tego używa A. Polański (1955). Mając wątpliwości co do magmowego pochodzenia tych skał, wprowadziłem dla gnejsów serie oczkowej bardziej naturalną nazwę *granitognejsów* (W. Grocholski 1958, 1961).

Dzięki badaniom T. Morawskiego (1963) wiemy, że gnejsy okolicy Głuszycy, traktowane do-

tychczas jako „ortognejsy”, nie są pochodzenia magmowego, a tekstura oczkowa nie jest dla nich typowa. Udowodnił on na podstawie cech petrograficznych i chemicznych niemagmowe pochodzenie gnejsów serii oczkowej w zachodniej części arkusza Walim. Według T. Morawskiego gnejsy mikrokinowe okolicy Głuszycy („ortognejsy”) powstały z paragnejsów w strefie synklinematycznej rekrytalizacji, a lokalnie pegmatytyzacji, wywołanej metasomatozą mikrokinową. Wynika stąd, że gnejsy mikrokinowe okolicy Głuszycy nigdy nie były granitami. Czy stwierdzenia powyższe można będzie rozszerzyć na inne wystąpienia gnejsów mikrokinowych serii oczkowej Gór Sowich pokażą dopiero dalsze badania. Za rozszerzeniem interpretacji T. Morawskiego na dalsze strefy gnejsów serii oczkowej przemawiają również pewne spostrzeżenia geologiczne. Obserwacje geologiczne (Grocholski 1961, 1964) nie rozstrzygają wprawdzie zagadnienia genezy rozpatrywanych skał, lecz naświetlają ten problem z innego punktu widzenia.

Do przyjęcia poglądów T. Morawskiego skłaniają takie fakty, jak obserwowane przeze mnie w terenie drobne struktury. Lineacja w granitognejsach serii oczkowej przebiega na ogół zgodnie z przebiegiem podobnych struktur w paragnejsach i gnejsach migmatytowych. W gnejsach mikrokinowych (granitognejsach) obserwowałem miejscami fragmenty drobnołusczkowych gnejsów pochodzenia osadowego, drobnych elementów wapienno-krzemianowych i amfibolitów, uważanych za charakterystyczne dla paragnejsów. Nie stwierdziłem natomiast kontaktów termicznych między granitognejsami a innymi gnejsami sowiogórskimi. Zawartość skalenia potasowego w granitognejsach jest bardzo zmienna, lecz przeważnie mniejsza od plagioklazów. Blasteza mikrokinowa jest dobrze widoczna w granitognejsach odsłaniających się na zboczach gór Wolica i Dziczek koło Przygórza (Grocholski 1961).

Lentikularne tekstury gnejsów oczkowych rozwinęły się według T. Morawskiego (*op. cit.*) w dwojaki sposób — albo z warstewek jasnych gnejsów migmatytowych stanowiących agregat mineralny kwarcowo-skaleniowy, albo (rzadziej) z blastów mikrokinowych. W odmianach gnejsów mikrokinowych, podobnych do pegmatytów i masywnych skatakłazowanych gnejsów mikrokinowych koło Srebrnej Góry, charakterystycznych „oczek” prawie się nie obserwuje. W środkowej części Gór Sowich widać całe partie gnejsów mikrokinowych łusczkowych i smugowanych z gdzieniegdzie tylko ukazującymi się „oczkami” mikrokinowymi lub skaleniowo-kwarcowymi.

Granitognejsy posiadają w północnej części zabarwienie ciemnoszare i czerwone, natomiast ku południowi przeważa zabarwienie jaśniejsze a niekiedy szarzielonawe od schlorytyzowanych biotytów. Skałen potasowy nie zawsze posiada wyraźną kratkę mikrokinową. Tworzy on przerosty pertytowe i antypertytowe z plagioklazami. Struktury reakcyjne między mikrokinem a pozostałymi skaleniowymi, w formie robaczkowych wypustek myrmekitowych, obserwowano rzadko. Mikrokin jest wyraźnie młodszy od pierwotnych plagioklazów, kwarców i biotytów, wykazujących wyraźne objawy deformacji, które sprzyjały migracji substancji mikrokinizujących. Po okresie feldspatytacji potasowej zaznaczyła się młodsza faza deformacji tektonicznych (W. Grocholski 1959, 1961). Podobne obserwacje poczynił również T. Morawski (1963). Słabiej i silniej zaangażowane tektonicznie, dwulyszczykowe granitognejsy są przedstawione na planszy II (fot. 3 i 4).

Zróżnicowanie gnejsów

pod względem strukturalnym i teksturalnym

Dla lepszego zrozumienia następstwa czasowego procesów petrologicznych i tektonicznych w gnejsach sowiogórskich należy również zwrócić uwagę na zróżnicowanie struktur i tekstur gnejsowych. Wśród gnejsów tych wyróżnia się od dawna szereg odmian strukturalnych i teksturalnych, takich jak: gnejsy drobnoziarniste typu leptytowego, gnejsy lepidoblastyczne (wyraźnie łusczkowe), gnejsy smugowane, warstewkowe, oczkowe, nebulityczne, homofaniczne, gnejsy granoblastyczne oraz kataklazy i mylonity gnejsowe.

Zgodnie z sugestią K. Smulikowskiego (1952) i na podstawie obserwacji własnych do najstarszych zaliczam struktury *gnejsów drobnoziarnistych łusczkowych typu leptytowego*. Dla uniknięcia nieporozumień wyjaśniam, że określenia *gnejs leptytowy* używam w sensie opisowym, a nie genetycznym. Gnejsy leptytowe tworzą zazwyczaj niewielkie, soczewkowane fragmenty wśród innych gnejsów. Były one mniej plastyczne od skał otaczających i dlatego uległy częściowemu zbudinażowaniu. Gnejsy leptytowe obserwowałem w gnejsach warstewkowych w dolinie Bystrzycy oraz w granoblastycznych gnejsach o teksturach zhomogenizowanych koło Potoczka. Występowanie gnejsów leptytowych w gnejsach serii oczkowej koło Głuszycy opisał T. Morawski (1964). Omawiane przez niego gnejsy stanowią skałę bardzo drobnoziarnistą, bogatą w kwarc, któremu towarzyszą różne zorientowane blaszki biotyty i stosunkowo zasadowe oligoklasy, a nawet kwaśny

andezyn. Zbudinażowane, ciemniejsze od ła innych gnejsów leptyty trudno jest odróżnić od gnejsów hornblendowych tworzących podobne formy w zhomogenizowanych gnejsach granoblastycznych. Przypuszczam, że materiałem wyjściowym dla gnejsów leptytowych i gnejsów hornblendowych mógł być piaskowiec albo szarogłaz o spoiwie marglistym. Tam, gdzie substancji marglistej było więcej, powstawały drobnoziarniste paraamfibolity.

Inną odmianą strukturalną typowych paragnejsów są *gnejsy lepidoblastyczne oligoklazowo-tyszczykowe*. Obserwowałem miejscami przejścia od gnejsów typu leptytowego do gnejsów lepidoblastycznych. O ile gnejsy leptytowe nie tworzą większych wystąpień, to paragnejsy lepidoblastyczne zajmują dość znaczną powierzchnię Gór Sowich. Paragnejsy lepidoblastyczne są skałami drobno- i średnioziarnistymi o wyraźnym równoległym ułożeniu blaszek biotyty. Do pospolitych submikroskopowych składników akcesorycznych tych skał należy syli-manit i granat. Gnejsy łuseczkowe występują przeważnie w partiach peryferycznych bloku gnejsowego, na skrzydłach zrzuconych stref uskokowych i obszarach starszych depresji. Z występowaniem tych skał związane są często wydłużone soczewki i soczewy amfibolitów. W rejonach występowania gnejsów lepidoblastycznych spotyka się stosunkowo mało odsłoneń naturalnych, gdyż są one stosunkowo mało odporne na wietrzenie. Wyjątek stanowią tu łuseczkowe gnejsy fibrolitowe.

Gnejsami pośrednimi między migmatytami a typowymi paragnejsami lepidoblastycznymi są gnejsy smugowe i drobnowarstewkowe, nie wydzielone na mapie (tabl. I).

Najbardziej charakterystyczną i najczęściej spotykaną odmianą gnejsów sowiogórskich są gnejsy migmatytowe, wykształcone w przeważającej mierze jako oligoklazowo-biotytowe lub dwutyszczykowe *gnejsy warstewkowe*. Z fotografii odsłoneń skalnych (pl. IV, fot. 3 i 4; pl. VI, fot. 1 i 3) widać, że warstewki te mogą być mniej lub bardziej wyraźne, grubsze i cieńsze, biegnące spokojnie i równoległe lub sfałdowane. Skałom tym nie obce były procesy przeobrażeń anatektycznych (Smulikowski 1952) i są zapewne produktem selektywnej mobilizacji składników jasnych, a nie iniekcji magmowych, jak sugerował to częściowo L. Finckh (1924a, b).

W Górach Sowich gnejsy migmatytowe zajmują większy obszar, aniżeli wynikało to z dotychczasowych map geologicznych. Gnejsy warstewkowe składają się, jak wiadomo, z naprzemianległych warstewek jasnych (kwarcowo-oligoklazowych z nieznaczną ilością biotyty) i ciemniejszych (kwarcowo-oligoklazowych

z licznymi blaszkami biotyty). Ten właśnie brak różnic w składzie i charakterze minerałów w warstewkach jasnych i ciemnych przemawia za ich związkiem z paragnejsami.

Struktury gnejsów warstewkowych wydają się być młodsze od struktur gnejsów leptytowych i paragnejsów lepidoblastycznych, gdyż nieregularne i miejscami budinażowo porozrywane partie gnejsów leptytowych i łuseczkowe otoczone są przez warstewkowe gnejsy migmatytowe (fig. 3; pl. IV, fot. 2).

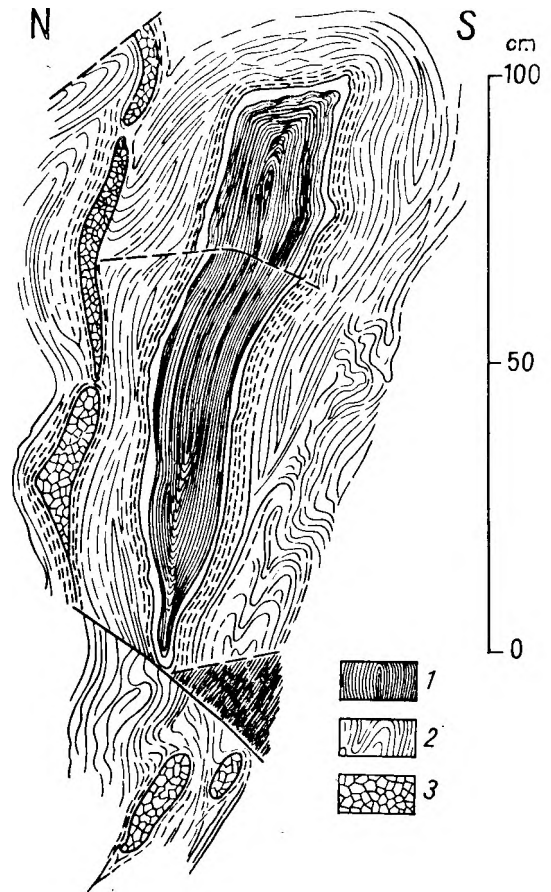


Fig. 3

Trzy odmiany strukturalne gnejsów oligoklazowo-biotytowych. Skałki na południowym zboczu doliny Bystrzycy, na wschód od Olszyna (odsłonięcie 35/63c) 1 — paragnejsy lepidoblastyczne (drobnołuseczkowe), 2 — migmatytowe gnejsy warstewkowe, 3 — granoblastyczne gnejsy homofaniczne o teksturach bezkierunkowych. W gnejsach warstewkowych wokół reliktu gnejsów drobnołuseczkowych widoczna jest jasna obwódka kwarcowo-skalieniowa

Three structural varieties of oligoclase-biotite gneisses. Outcrops on the southern slope of the Bystrzyca valley, east of Olszyniec (outcrop 35/63c)

1 — lepidoblastic paragneisses, 2 — migmatite laminated gneisses, 3 — granoblastic homogenised gneisses with non-directional structures. A light quartz-felspar rim is discernible in the laminated gneisses around the relic lepidoblastic gneisses

Grubości warstewek jasnych są, jak wspomniano, bardzo zmienne i wahają się od milimetra do kilkudziesięciu centymetrów. Tam, gdzie wśród takich grubowarstewkowych migmatytów pojawiają się drobne ilości jasnych łuszczków, leukokratyczne partie gnejsów można by błędnie uważać za pegmatyt. „Szerokosłojowe” migmatyty są dobrze rozwinięte w dolinie Bystrzycy koło Jugowic i Zagórza Śląskiego oraz na Wielkiej i Małej Sowie. Procesy ultrametamorfozy w paragnejsach sowiogórskich miały przebieg długotrwały i złożony. Formy i prawidłowości sfałdowań warstewkowych gnejsów migmatytowych mówią o ich synorogenicznym charakterze. Plastyczne deformacje migmatytów poprzedzał okres względnego spokoju tektonicznego oraz wysokich ciśnień i temperatur. Przed rozpoczęciem się ruchów górotwórczych zaczęły powstawać kropłowe formy selektywnego mobilizowania jasnych składników (Grocholski 1964) i fałdki ptygmatyczne. W rejonie Wielkiej Sowy zauważyłem formy pośrednie między fałdowaniem ptygmatycznym, a zdecydowanie tektonicznym. Zjawisko to wskazuje, że ptygmatyczne jasne żyłki rozmiękających skał wciągane były w strefę ruchów wywołanych wyraźnie zorientowanymi naciskami górotwórczymi.

Znaczna większość osi fałdków ptygmatycznych wykazuje orientację zgodną z kierunkami drobnych fałdów tektonicznych w gnejsach. W późnych fazach fałdowań struktury warstewkowe ulegały rozrywaniu i wrzecionowatemu wydłużeniu jasnych agregatów mineralnych, co doprowadziło do powstania „oczek” a tym samym *gnejsów oczkowych* omówionych już poprzednio. Tekstury oczkowe powstawały również lokalnie przez rekrytalizację bardziej mobilnych składników leukokratycznych wzdłuż powierzchni zgnejsowania. Tego rodzaju struktury obserwowałem w gnejsach migmatytowych oligoklazowo-biotytowych w odsłonięciach skalnych na południowym brzegu doliny Młynówki koło Walimia (pl. VI, fot. 2).

Najczęściej tekstury oczkowe i wrzecionowate widać w omówionych strefach występowania granitognejsów i dlatego wymienię tylko ich najcharakterystyczniejsze odsłonięcia: skałki na południowo-zachodnich zboczach doliny Walimki między Rzeczką a Przełęczą Sokolą, w rejonie Koziółków nad Przełęczą Jugowską, na górze Gąsiorek oraz w fosach fortów Warownej Góry w rejonie Srebrnej Przełęczy.

Interesującą odmianę gnejsów stanowią *homofaniczne gnejsy granoblastyczne*, znane pod nazwą *gnejsów z Potoczka* (niem. *Kaschbachgneise*). Są to skały oligoklazowo-biotytowe, nie różniące się składem chemicznym i mineralnym od pozostałych paragnejsów i migma-

tytów sowiogórskich (pl. II, fot. 2). Gnejsy określone mianem homofanicznych występują w okolicy Lubachowa, Nieganowa, w dolinie Walimki koło Walimia, na północ od Rościszowa, w rejonie Potoczka i na zachód od Grodziszca.

E. Dathe (1904b) i L. Finckh (1924b) wydzielili na swoich mapach osobno gnejsy z Potoczka o uziarnieniu granitowym (*granitisch-körniger Biotitgneis*) i osobno gnejsy warstewkowe z przejściami do gnejsów o uziarnieniu granitowym, przy czym L. Finckh traktował gnejsy warstewkowe jako częściowo iniekcyjne. Na mapie (tabl. I) zrezygnowałem, z braku podstaw, z wydzielenia *gnejsów iniekcyjnych*. Natomiast gnejsy o uziarnieniu granitowym nazwałem *zhomogenizowanymi gnejsami granoblastycznymi* i skartowałem je również poza rejonem Potoczka. Termin *homogenizacja* odnosi się do tekstur, co powoduje iż gnejsy przybierają wygląd tonalitoidów metamorficznych (tekstury homofaniczne migmatytów).

Omawiane gnejsy są zazwyczaj skałami średnio- i gruboziarnistymi barwy szaropopielatej o teksturach prawie bezkierunkowych lub słabo zaznaczonym równoległym ułożeniu blaszek biotytowych. Oprócz kwarcu, plagioklazu i biotyty gnejsy o uziarnieniu granitowym zawierają zwykle minerały akcesoryczne w postaci sylimanitu, granatu i drobnych blaszek muskowitu. Często obserwuje się, jak gnejsy warstewkowe, wyraźnie zazwyczaj laminowane, zatracają w pobliżu zhomogenizowanych gnejsów granoblastycznych swój charakter skał żyłkowanych. Blaszki biotytów zajmują w skale różne położenie i gnejs przybiera wygląd nebulitu, jeśli materiał wyjściowy był różnicowany petrograficznie, lub tonalitu, jeśli paragnejsy zatraciły tekstury kierunkowe. W homofanicznych gnejsach granoblastycznych okolicy Lubachowa i Rościszowa widać zaokrąglone, bochenkowate i dyskoidalne, powyginane fragmenty gnejsów leptytowych, lepidoblastycznych, warstewkowych migmatytów, gnejsów hornblendowych i amfibolitów średnicy kilku decymetrów. Miejscami występują również ostrokrawędziste fragmenty skał warstewkowych i drobnoziarnistych. Dłuższe osie zawartych w tonalitopodobnym gnejsie zaokrąglonych elementów skalnych mają zazwyczaj podobną orientację przestrzenną, co obok innych spostrzeżeń wskazuje na ich budinażowy charakter. Skład mineralny i obserwacje polowe przemawiają za tym, że gnejsy o teksturach bezkierunkowych, przypominające granity i tonality, powstawały kosztem gnejsów łusczkowych i warstewkowych. Dotyczy to również drobnych wystąpień gnejsów granoblastycznych w gnejsach migmatytowych, jak ilustruje to figura 3.

Powyższe dane wskazują, że gnejsy tonalitypodobne są produktem homogenizacji paragnejsów i migmatytów. Procesowi temu sprzyjały strefy dyslokowania i brekcjonowania gnejsów migmatytowych. Do daleko zaawansowanej homogenizacji materiału paragnejsowego doszło w wyniku długotrwałej rekrytalizacji w warunkach ciśnień zbliżonych do statycznych (Grocholski 1964). Dalszym wnioskiem wynikającym z tych rozważań jest stwierdzenie, że tekstury homofaniczne gnejsów wykształciły się później od tekstur migmatytowych gnejsów warstewkowych. Do częściowej homogenizacji tekstur paragnejsów doszło już wcześniej, w późnych fazach synkinematycznej migmatytyzacji.

* * *

Uogólniając dotychczasową dyskusję na temat zróżnicowania struktur i tekstur gnejsowych można stwierdzić, że z tego samego lub podobnego materiału osadowego najwcześniej (i najpłycej) wykształciły się struktury gnejsów typu leptytowego i struktury gnejsów lepidoblastycznych. Młodsze od nich są struktury i tekstury gnejsów warstewkowych (migmatytowych). W późnych stadiach synkinematycznej migmatytyzacji i feldspatytacji potasowej powstały gnejsy o teksturach oczkowych. Rozwój tekstur homofanicznych gnejsów nastąpił częściowo po konsolidacji struktur gnejsów warstewkowych na obszarach nie objętych procesami metasomatozy z doprowadzeniem potasu. W okresie czasu między powstaniem gnejsów warstewkowych a homogenizacją części gnejsów tonalitypodobnych odbyły się ruchy tektoniczne.

Sekwencja przeobrażeń struktur i tekstur gnejsów sowiogórskich nie kończy się na gnejsach homofanicznych, gdyż do omówienia pozostały jeszcze struktury i tekstury *kataklastytów* i *mylonitów gnejsowych* Gór Sowich. Dotyczy to zwłaszcza różnych odmian gnejsów dwułyżczykowych.

Na wstępie podkreślić należy, że zjawiska brekcjonowania, kataklazy i mylonityzacji nie były w Górach Sowich procesem jednorazowym związanym z jedną tylko orogenezą czy fazą ruchów górotwórczych. Skutki nakładania się na siebie różnych ruchów tektonicznych dają w obrębie kry gnejsowej obraz złożony, możliwy do częściowego odczytania na podstawie systematycznych badań mikroskopowych i terenowych.

Jeśli spróbujemy ustalić następstwo ruchów i deformacji tektonicznych względem etapów ewolucji metamorficznej gnejsów sowiogórskich wyróżnionych przez A. Polańskiego

(1955), to okazuje się, że przed nastaniem warunków facji granulitowej odbyły się intensywne ruchy górotwórcze. Mianowicie w płytkach cienkich wykonanych z gnejsów migmatytowych, występujących na pograniczu z granulitem w Bystrzycy Górnej, stwierdziłem obecność wydłużonych relikatów blastomylonitycznych starszych od granatów zawartych w granulicie i gnejsie (pl. II, fot. 1). Z prac W. Grocholskiego (1961) i T. Morawskiego (1963) wiadomo, że mikroklinizację gnejsów sowiogórskich poprzedzała również kataklaza tych skał.

Na możliwość procesów mylonityzacji i brekcjonowania gnejsów migmatytowych w końcowych fazach synkinematycznej migmatytyzacji w płytszych strefach intersekcyjnych koło Srebrnej Góry zwróciłem również ostatnio uwagę (Grocholski 1964a, b). Badania petrologiczne gnejsów z doliny potoku Węza koło Srebrnej Góry pozwoliły T. Morawskiemu (1964) stwierdzić, że wymienione skały mają znamiona kataklazy, która była wcześniejsza od blastezy mikroklinowej. Drugi etap częściowej mylonityzacji gnejsów nastąpił po inwazji wgłębnych emanacji mikroklinizujących. Wzdług cytowanego autora, te dwukrotnie kataklazowane gnejsy ulegały w czasie ruchów waryscyjskich trzeciemu z kolei zbrekcjonowaniu w strefach młodych lub odmłodzonych uskóków.

Ze środkowej i południowej części Gór Sowich zebrałem ostatnio nowe materiały dotyczące występowania zjawisk kataklazy struktur mylonitycznych. Na mapie (tabl. I) ująłem kartograficznie strefę brekcjonowanych gnejsów blastomylonitycznych między Rzeczką a Sokolcem. Również kataklazyty i mylonity gnejsowe koło Grodziszczu zawierają lokalnie znaczne ilości rozkruszonego skalenia potasowego. Struktury kataklazytów zaobserwowałem również w rejonie Przełęczy Woliborskiej, w strefach różnowiekowych zapewne uskóków. Nadmienię również, iż silnie zaangażowane tektonicznie gnejsy ciągną się na północ od potoku Węza.

Roboty górnicze prowadzone koło Głuszycy Górnej w związku z poszukiwaniami barytu natrafiły między uskokiem śródsudeckim a granitognejsami na trzecią z kolei strefę mylonityczną, udokumentowaną petrograficznie przez T. Morawskiego (1963). Dwie inne strefy mylonityczne ciągnące się wzdłuż uskoku śródsudeckiego występują między Głuszcą a Sierpnicą (Grocholski 1959), gdzie istnieją trzy równoległe uskoki, zrzucające schodowo wąskie partie gnejsów w stronę niecki śródsudeckiej.

Wąska strefa kataklazytów gnejsowych występuje również na granicy gnejsów sowiogór-

skich z utworami depresji Świebodzie. Deformacje tektoniczne skał sowiogórskich wzdłuż ich południowo-zachodniej granicy zostały omówione uprzednio (Grocholski 1961). Sudecki uskoki brzeżny jest przykryty utworami czwartorzędowymi, co uniemożliwia bezpośrednią obserwację gnejsów w pobliżu tej dyslokacji. Wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego obserwuje się jednak liczne blozki skataklazowanych i zsylikowanych gnejsów oraz blozki kwarcu żyłowego.

Skały metamorficzne towarzyszące gnejsom sowiogórskim

Jak wspomniałem na wstępie, w gnejsach sowiogórskich występują skały krystaliczne, takie jak: granulity, wapień krystaliczny, serpentynity, skały amfibolowe, pegmatyty, granity i hiperyty. Geneza oraz wiek skał towarzyszących gnejsom są różne i nie zawsze wyjaśnione, gdyż brak jest dotychczas przekonujących przesłanek do ustalenia stratygrafii formacji starokrystalicznej Gór Sowich.

Granulity

Granulity sowiogórskie tworzą niewielkie o powierzchni nie przekraczającej 1 km² wystąpienia wśród paragnejsów i migmatytów. Granulity występują w północnej części obszaru gnejsowego, między Dzieńmorowicami i Zagórzem Śląskim, w Bystrzycy Górnej i na południowym brzegu jeziora zaporowego na Bystrzycy. Mniejsze, niezbyt typowe wystąpienia tych skał istnieją również na północ od Poniatowa, koło Lutomi oraz między Piszcami a Bielawą. E. Jońca (1960) podaje nie sprawdzone petrograficznie stanowisko granulitów na Piaskowej Górze koło Szczawna Zdroju. Wszystkie wymienione granulity wykazują stopniowe przejścia do paragnejsów i migmatytów oligoklazowo-biotytowych. Zarówno A. Polański (1955), jak i O. Juskowiak i W. Ryka (1960) uważają granulity sowiogórskie za skały pochodzenia osadowego. Mają one stanowić reliktu granulitowej facji metamorficznej.

Granulity sowiogórskie posiadają zabarwienie jasnoróżowo-popielate lub ciemnoszare, a struktury drobnoziarniste z miejscami wyraźną laminacją. Nieco jaśniejsze i nieco ciemniejsze partie skały biegają równolegle, zgodnie z laminacją (pl. VI, fot. 4). Megaskopowo można wyróżnić kwarc, skalenie oraz smużysto układające się skupienia granatów i drobnych blaszek biotyту. Ilości tego ostatniego minerału są bardzo zmienne, podobnie jak dystenu. Krótkie niebieskawozielone słupki dystenu posiadają różną orientację. Na południowym brzegu jeziora zaporowego na Bystrzycy znajdowałem

w granulicie kryształ dystenu dochodzące do 2 cm długości.

Badania mikroskopowe (pl. II, fot. 5) wykazały, iż kwarc opisanych granulitów wykazuje faliste wygaszanie światła i są miejscami zgranulowane. Albitowo zbliźnionym plagioklasy uległy częściowej serycytyzacji. Granat tworzy miejscami obwódki kelifitowe i występuje najczęściej w otoczeniu ziarn kwarcu, a rzadziej biotyту. Skaleń potasowy tworzy zwyczaj drobne, niezbyt często pojawiające się ziarenka. Biotyt pojawia się na ogół w partiach skały uboższych w granaty, na przejściach do gnejsów. Charakterystyczne są w niektórych granulitach wrzecionowate skupienia biotyту, wpływające agregaty kwarcowo-granatowe. Spośród minerałów akcesorycznych obok dystenu wymienić należy rutyl, cyrkon, a sporadycznie allanit, tlenki żelaza, piryty i apatyt. W nietypowym wystąpieniu granulitu na północ od Poniatowa obserwowałem obecność fibrolitu, myrmekitu, albityzację skalenia potasowego i nieliczne blaszki muskowitu.

Wśród szaropopielatych warstewek granulitów odsłaniających się okresowo w łożysku Bystrzycy, pod mostkiem, poniżej jazu w Bystrzycy Górnej stwierdziłem obecność granulitów piroksenowych o zabarwieniu ciemnoszarym. Od typowych, opisanych wyżej granulitów skała ta różni się zawartością piroksenu (prawdopodobnie augitu diopsydowego, $\angle \gamma/z = 43^\circ$), niewielkiej ilości zielonawej hornblendy podobnej do aktynolitu oraz drobnych agregatów węglanowych (braunerytu?). Granulity takie nie były dotychczas znane w Górach Sowich (pl. II, fot. 6 i 7).

Wapień krystaliczny i skały wapienno-krzemianowe

Wapień krystaliczny tworzą niewielkie wystąpienia w północno-wschodniej części Gór Sowich, między miejscowościami Lutomia i Bielawa oraz nieco na północ od zapory wodnej na Bystrzycy. Zostały one już częściowo opisane z okolicy Kamionkowa i Bielawy (Grocholski 1964a). Wapień ten, zbudowane z romboedrycznych kryształów kalcytu, których krawędzie osiągają miejscami kilka centymetrów długości, towarzyszą paragnejsom i amfibolitom. Sowiogórskie wapień krystaliczny charakteryzują się zawartością ciemnozielonego diopsydu. Jest on dobrze widoczny na granicy wapieni ze skałami otaczającymi. Diopsyd układa się zazwyczaj równolegle do partii brzeżnych wapieni lub podkreśla ich tekstury fałdowe. W odsłonięciach w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego i na górze Czyżyk wapień krystaliczny jest częściowo zsylikowany. L. Finckh (1924b) traktuje wapień krysta-

liczne jako przeobrażone *wapienie tufitowe* związane z amfibolitami pochodzenia diabazowego (*Schalsteine*). W terenie stwierdziłem jednak, że wapienie krystaliczne występują również w gnejsach (Grocholski 1964a). Gnejsy w pobliżu wapieni wykazują zazwyczaj podwyższone zawartości molekuly anortytowej w plagioklazach. W strefach zazębienia się wapieni i gnejsów, w pobliżu żył pegmatytowych i kwarcowo-skaleniovych, a miejscami amfibolitów, pojawiają się skały wapienno-krzemianowe zawierające granaty, pirokseny, amfibole i siarczki żelaza. Skała przybiera wówczas wygląd podobny do skarnu (pl. II, fot. 8).

Skały wapienno-krzemianowe zostały opisane przez H. Hentschla (1943) niezależnie od ich sąsiedztwa z wapieniami krystalicznymi lub amfibolitami. Wśród różnych odmian gnejsów obserwowałem kuliste i wrzecionowate wtrącenia skalne o rozmiarach od 5 do 250 cm, ułożone zgodnie ze zgnejsowaniem. Wtrącenia te łatwo dostrzec dzięki owalnym kształtom. Są one zazwyczaj ciemniejsze lub jaśniejsze od tła skalnego.

Z jasnych wtrąceń skalnych pobrałem próbki z górnych części doliny Walimki w Walimiu, ze skałek u ujścia Młynówki do jeziora zaporowego na Bystrzycy i z doliny Kłobi u wylotu jednej ze sztolni. Próbki z doliny Walimki i Młynówki przedstawiają agregat mineralny złożony z kwarców i granatów (pl. III, fot. 1). Struktura skały kwarcowo-granatowej z Walimia odpowiada, według klasyfikacji H. Hentschla (1943) typowi z Lutomierza (*Quickendorf*) na przedpolu sudeckim, natomiast podobna skała z doliny Młynówki, zgodnie z podaną klasyfikacją, przedstawia typ struktury z Włók (*Dreissighuben*). Włók położone są również na gnejsach części przedsudeckiej kry sowiogórskiej. Inny nieco skład, nie opisywany przez Hentschla, przedstawia skała wapienno-krzemianowa z doliny Kłobi. W płytce cienkiej wykonanej z tej skały widzimy kwarc, granat i zoizyt (pl. III, fot. 2). Granat i zoizyt ułożone są wśród ziaren kwarcu smużyście i strefowo; w jednej strefie przeważa granat, a w innej zoizyt.

H. Hentschel (*op. cit.*) podał skład granatów. Średnie wartości z analiz granatów wykonanych przez Hentschla ze skał wapienno-krzemianowych są następujące: grossular 80,5%, almandyn 7,0%, spessartyn 1,1%, andradyt 1,0%, pirop 0,9—0,3% wag. Przeważająca zawartość granatu glinowo-wapiennego (grossularu) przemawia za ich osadowym (marglistym) pochodzeniem. Tam, gdzie w marglach więcej było żelaza, tworzyły się wokół agregatów kwarcowo-granatowych otoczki z hornblendy, piroksenów i biotytów, nadając elementom wapienno-krzemianowym ciemniejsze zabarwie-

nie. Takie trzy kuliste wtrącenia znalazłem wśród gnejsów hornblendowych w dolinie Jawornika koło Jugowic. Z innych nieznanych i nie oznaczonych na mapie Hentschla wystąpienia omawianych skał należy wymienić odsłonięcia w dolinie Złotnicy koło Rościszowa i w okolicy Nowej Wsi Kłodzkiej, w których obserwowałem skały wapienno-krzemianowe.

Wapienno-krzemianowe elementy gnejsów są zbyt małe, aby umieszczać je na mapie przeglądowej Gór Sowich, są jednak charakterystycznymi składnikami różnych odmian gnejsów, potwierdzając ich osadowe pochodzenie.

Serpentynyty

Według K. Smulikowskiego (1952), w Górach Sowich występują dwie generacje serpentynitów — starsza i młodsza. Do starszych serpentynitów zaliczone są produkty przeobrażenia perydotytów i pikrytów, które tworzą składowe części struktur gnejsowych. Zabarwienie ich jest ciemnozielone lub czarne, a wygląd masywny. Młodsza generacja serpentynitów reprezentują skały stanowiące odpowiedniki wiekowe i genetyczne analogicznych skał znanych z rejonu Ślęzy, Wzgórz Kielczyńskich i Grochowej Góry w peryferycznych partiach kry sowiogórskiej. Młodsze serpentynyty związane są z dużymi dyslokacjami przecinającymi gnejsy Gór Sowich. Zaliczyć tu można serpentynit z Przygórza (Grocholski 1961) i serpentynit z Kamionkowa* (Grocholski 1964). Jak zaznacza K. Smulikowski (*op. cit.*), rozróżnienie serpentynitów obydwu wymienionych generacji natrafia nieraz na trudności ze względu na ich megaskopowe podobieństwo.

Serpentynyty występują na terenie całych Gór Sowich. Towarzyszą one granulitom w rejonie rzeki Bystrzycy oraz ortoamfibolitom koło Bielawy, Rościszowa i Przełęczy Jugowskiej na górze Rymarz oraz niezależnie od wymienionych skał, na przykład w gnejsach na Dziale Jawornickim.

Dla większości opisywanych serpentynitów charakterystyczne są drobne żyłki chryzotylowe. Niektóre serpentynyty występujące wśród granulitów na południe od Bystrzycy Górnej zawierają dość liczne granaty, czego nie obserwuje się w innych serpentynitach sowiogórskich.

Serpentynitom starszej generacji towarzyszą miejscami łupki aktynolitowe, jak to ma miejsce w okolicy Bystrzycy Górnej na północ od Zagórza Śląskiego i w rejonie Bielawy. Opisy i analizy chemiczne łupków aktynolitowych z Gór Sowich podawane są w klasycznych podręcznikach nauki o skałach, na przykład H. Ro-

* W tekście i na rycinach błędnie podano nazwę Kamionkowo, która obowiązywała w tej miejscowości przed kilku laty, obecna nazwa — Kamionki.

sanbusch i A. Osann (1937) z uzupełnieniami J. Morozewicza (str. 652 i 653).

Na zboczach jednej z głęboko wciętych dolin koło Grodziszczka znalazłem łupki aktynolitowe w niewielkim wystąpieniu amfibolitu (pl. III, fot. 3). Między amfibolitem a łupkiem aktynolitowym przebiegają żyłki kwarcowo-plagioklazowe z granatami. Amfibolit jest wyraźnie zaangażowany tektonicznie. W łupku aktynolitowym stwierdziłem niewielkie ilości kwarcu, hornblendy zwyczajnej i granatu. Przeważa tu jednak aktynolit bezbarwny i zielonawy z wyraźnym pleochroizmem i drobną polisyntetyczną blaszkowatością bliźniaczą. Miejscami obserwuje się w płycie cienkiej agregaty promieniste. O łupku aktynolitowym towarzyszącym amfibolitowi na arkuszu Bielawa wspomina również E. Dathe (1904b).

Amfibolity i piribolity Gór Sowich

Amfibolity sowiogórskie nie są formacją jednolitą, gdyż wykazują znaczne zróżnicowanie pod względem struktur, składu mineralnego, genezy i wieku geologicznego. Zagadnienie to czeka na osobne studium petrologiczne, wykraczające jednak poza moją specjalność. Dlatego ograniczę się do własnych obserwacji terenowych, uzupełnionych przeglądem niektórych płytek cienkich i danymi z literatury. Na mapie (tabl. I) zazaczyłem amfibolity nieustalonego pochodzenia (*a*), oraz ortoamfibolity (*oa*). Piribolitów ze względu na drobne rozmiary ich wystąpień na mapie nie oznaczyłem. Piribolitami za A. Berthelsenem (1960) nazywam skały piroksenowo-amfibolowe nie zawierające skaleni.

E. Dathe (1904a, b, c) i L. Finckh (1924a, b) wyróżnili amfibolity pochodzenia gabrowego, diabazowego i tufogenicznego. Natomiast E. Kalkowsky (1878) zwrócił uwagę na istnienie eklogitopodobnych amfibolitów z granatami.

A. Polański (1955) wydzielił paraamfibolity, a pozostałe amfibolity usystematyzował na podstawie cech strukturalnych, opisując amfibolity granatowe o wykształceniu diablastycznym i amfibolity o strukturze granoblastycznej, odpowiadające amfibolitom pochodzenia gabrowego.

Amfibolity nie rozdzielone przeze mnie pod względem genetycznym stanowią zapewne w większości przypadków paraamfibolity. Na ich osadowe pochodzenie zdaje się wskazywać obecność kwarcu, reliktywne struktury rogocowe, stopniowe przejścia w gnejsy hornblendowe i wkładki gnejsów w amfibolicie (na przykład na górze Wiewiórka, Czyżyk, na Dziale Michałowskim i koło Grodziszczka). Jeden z wymienionych ostatnio amfibolitów za-

wierają granaty, inne zaś są ich prawie zupełnie pozbawione. Trudno jednak było stwierdzić z całą pewnością, czy omawiane amfibolity powstały z przeobrażenia pierwotnych osadów marglistych w serii szarogłazowo-ilastej, czy z osadów tufogenicznych związanych z tą serią. Amfibolity między Sierpnicą a Rzeczką powstały prawdopodobnie w wyniku rozerwania i rozczłonkowania jednej zapewne, dosyć jednolitej formacji na szereg soczewkowatych struktur (budin) w czasie prekambryjskich ruchów fałdowych. Dłuższe osie soczewek amfibolitowych układają się zgodnie z kierunkiem osi fałdów (lineacja *b*), zaś krótsze osie tych struktur są równoległe do osi *a* elipsoidy deformacji sporządzonej dla tego rejonu.

Oprócz okolic Bielawy, Jodłownika i Grodziszczka większe odsłonięcia amfibolitów występują na wschód od Kamionkowa. Amfibolity rejonu Kamionkowa przecięte są licznymi żyłami kwarcowo-skaleniowymi i zawierają dość liczne drobne wtrącenia wapieni krystalicznych. Obserwuje się tu również ślady okruszczenia siarczkami żelaza i miedzi. L. Finckh (*op. cit.*) zalicza takie amfibolity do skał przeobrażonych z diabazów i ich tufów. Zagadnienie to wymaga dalszych studiów petrologicznych. Złożona wydaje się być również geneza amfibolitów z góry Wiewiórka, w których Dathe (*op. cit.*) obserwował występowanie tytanitów i rutylu centymetrowej średnicy. W amfibolitach tych widoczne są przewarstwienia skał amfibolitowych i gnejsów (tabl. I).

Amfibolity pochodzenia gabrowego o mało stosunkowo zmienionych strukturach skał wyjściowych obserwowałem w okolicy Głuszycy (Grocholski 1961). Granoblastyczne amfibolity o podobnej genezie opisał A. Polański (1955) z Bystrzycy Górnej. Koło Bielawy, na zboczach góry Niedźwiadek i na południe od niej, obserwować można również skały pochodzące z przeobrażenia drobno- i średnioziarnistych skał gabroidalnych, zaangażowanych tektonicznie. Są to skały szaropopielate i ciemnoszare, zawierające plagioklasy, amfibole, pirokseny i miejscami gęste skupienia kryształków oliwinu. W zwietrzelinie widziałem fragmenty tych skał o bardzo wyraźnej strukturze pręcikowej (*pencil structure*).

W amfibolitach koło Lutomi i na Przełęczy Woliborskiej widoczne są liczne granaty z dobrze wykształconymi obwódkami kelyfitowymi (pl. III, fot. 5 i 6). Geneza tych amfibolitów nie jest wyjaśniona.

Oprócz wymienionych amfibolitów występują również w Górach Sowich amfibolity zawierające znaczne ilości biotyту. Możliwe, iż część tych skał powstała dzięki przeobrażeniu amfiboli w biotyту w procesie feldspatyzacji. Występowanie amfibolowo-biotytowej skały stwier-

dziłem w Zagórzcu Śląskim nad jeziorem zaporowym.

Prowadząc badania strukturalne na wschodnich zboczach Słonecznej i Kalenicy na granicy rezerwatu przyrody, natrafiłem na kilka dużych skał, oznaczonych na mapie Dathego (1904b) jako amfibolity. Przedstawiają one drobnoziarnistą odmianę skalną barwy ciemnoszarozielonawej, wyraźnie smugowaną. Niektóre smugi i warstewki posiadają zabarwienie żółtobrudnozielone. Pod mikroskopem badana skała wykazała niewielką ilość kwarcu wygaszającego słabo światło spolaryzowane; plagioklasy są silnie zsercytyzowane o słabo widocznych lamelkach bliźniaczych; hornblenda wykształcona hipautomorficznie wykazuje pleochroizm od barwy żółtobrunatnej do intensywnie zielonej. Miejscami obserwuje się hornblendę o pokroju aktynolitu. Liczne są strefowo układające się kryształy epidotu, tworzące sitowe przerosty z hornblendą. Akcesorycznie występuje tytanit. Opisana skała jest łupkiem amfibolowo-epidotowym, nieznanym z dotychczasowych opisów petrograficznych Gór Sowich. Nieliczne wystąpienia epidotu obserwowałem ponadto nad jeziorem zaporowym na Bystrzycy, o czym wspominał również L. Finckh (1924a).

Przechodząc do krótkiego omówienia piriobolitów nadmienię, że E. Dathe (1904b) w objaśnieniach do arkusza Bielawa wymieniał bezkwarcowe i bezskalenkowe skały amfibolowo-piroksenowe, zaliczając je do amfibolitów.

Według A. Polańskiego (1955) *amfibolity eklogitowe* z Bystrzycy Górnej nie są ani amfibolitami, ani eklogitami, gdyż nie zawierają omfacytu, który jest istotnym składnikiem eklogitów. Brak minerałów jasnych — kwarców i plagioklazów — nie pozwala zaliczyć tych skał do amfibolitów. Jedyne składniki granatu (42,5% almandynu, 24,9% grossularu oraz 23,5% piropu) odpowiada granatom eklogitów. Opisana przez A. Polańskiego (1955) skała jest skałą piroksenowo-amfibolową bogatą w granat. Obecność skał o podobnym składzie mineralnym stwierdziłem w rejonie jeziora zaporowego w Zagórzcu Śląskim (pl. III. fot. 4). Piriobolity bez granatów znalazłem w rejonie Przełęczy Jugowskiej (Grocholski 1964a) i w okolicy Nowej Bielawy.

Inne skały krystaliczne towarzyszące gnejsom

Spośród skał zaliczanych także do formacji starokrystalicznej Gór Sowich wymienić należy pegmatyty, granity i hiperyty. Pojawiały się one w różnych stadiach ewolucji metamorficznej gnejsów sowiogórskich. Ich wiek geologiczny

nie jest ustalony, nie stwierdzono jednak, aby trzy wymienione skały przecinały osady kulmu sowiogórskiego i dlatego traktowane są jako skały krystaliczne przedwaryscyjskie. Mają one często słabsze lub wyraźniejsze oznaki przeobrażeń.

Pegmatyty

Pegmatyty sowiogórskie rozmieszczone są na całym obszarze gnejsów sowiogórskich. Brak jest dotychczas ich jednolitego opracowania pod względem mineralogicznym i petrologicznym. Skały te tworzą albo regularne żyły, rzadko przekraczające grubość jednego metra, albo występują w formie oddzielnych gniazd wśród gnejsów. Pod względem składu mineralnego wyróżnić można kilka odmian pegmatytów. Najczęściej są to dwulyszczykowe skały kwarcowo-skalenkowe. W okolicy Sokolca i na południe od tej miejscowości pospolite są pegmatyty prawie wyłącznie muskowitzowe. Między Rozciszowem a Bystrzycą Górną obserwuje się miejscami pegmatyty biotytowe, w których blaszki ciemnego lyszczyku przekraczają 1 dcm². Pospolitym minerałem pegmatytów sowiogórskich jest czarny turmalin (szerlit) oraz granat; rzadziej występuje epidot, pirokseny, hornblenda, tryplit, dysten i beryl. Występowanie berylu stwierdził E. Kalkowsky (1878) w okolicy Sierpnicy. Beryle na północnych zboczach doliny Bielawicy, koło Nowej Bielawy znaleźli w latach powojennych prof. dr inż. J. Zwierzycki i prof. dr K. Maślankiewicz (informacja ustna). Drobne kryształy berylu występują również w pegmatytach na górze Młyńsko i w innych pegmatytach w rejonie Potoczka i Rościszowa (Grocholski 1964b). Znane z literatury mineralogicznej Dolnego Śląska miejsca występowania berylu odnoszą się głównie do przedgórskiej części kry gnejsowej.

Pegmatyty biotytowe, ubogie w minerały akcesoryczne, traktowane były przez L. Finckha (1924a, b) jako produkty mobilizacji materiału paragnejsowego. Pegmatyty te przecinają nie tylko gnejsy, lecz również wapienie krystaliczne i ortoamfibolity.

Z procesami synkinematycznej migmatytyzacji związane są zapewne dwie różne fazy powstawania pegmatytów. W początkowych fazach migmatytyzacji odbywało się uruchamianie materiału paragnejsów. Z procesem tym wiązać zapewne należy powstawanie soczewkowatych i wrzecionowatych gniazd pegmatytowych, ułożonych zgodnie ze strukturami i teksturami otaczających je gnejsów. W późniejszych fazach synkinematycznych migmatytyzacji w zespole gnejsów sowiogórskich pojawiły się granity, a wraz z nimi lub nieco później peg-

matyty muskowitzowe i aplity. O przejściach granitów w pegmatyty pisze H. Teisseyre (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957). W dolinie Kłobi stwierdziłem z kolei przejście od pegmatytów muskowitzowych do aplitów przebiegających niezgodnie do warstewek gnejsów migmatytowych. K. Smulikowski (1952) przyjmuje możliwość tworzenia się gniazd i soczew pegmatytowych w procesach anateksis i powstawania młodszych żył pegmatytów o charakterze infiltracyjnym. Dobrą ilustrację do procesów pegmatytyzacji związanej z fałdowymi strukturami gnejsów migmatytowych przedstawia fotografia na planszy VIII.

T. Morawski (1964) opisał pegmatyt o chemizmie adamellitu z okolicy Głuszycy. Mineralami skałotwórczymi są: kwarc, skalenie, muskowit i skupienia turmalinowo-kwarcowe. Najpierwotniejszymi mineralami tego pegmatytu jest kwaśny oligoklaz i kwarc faliście wygaszający światło spolaryzowane. Mikroklin ma charakter wtórny, metasomatyczny. Muskowit jest zrekrytalizowany. Do minerałów młodszej generacji należy również turmalin występujący w otoczeniu kwarców. Według T. Morawskiego (1964) geneza opisywanego pegmatytu jest następująca. Pierwotna żyła kwarcowo-oligoklazowa uległa serycycyzacji i albityzacji, a następnie została silnie zdeformowana, poczem nastąpiła infiltracja roztworów mikroklinizujących i do głosu doszły zmobilizowane w głębszych strefach kompleksu sowiogórskiego krzem oraz bor. Podobną genezę zdaje się mieć pegmatyt z okolicy Kamionkowa (Grocholski 1964a).

Powyższe przykłady zebrałem dla ukazania złożoności problematyki pegmatytów sowiogórskich i zwrócenia uwagi czytelnika na możliwości wiązania genezy tych skał z różnymi procesami metamorfozy i tektogenezy Gór Sowich.

Granity i aplity

Granity sowiogórskie nie były dotychczas przedstawione na mapach geologicznych ze względu na niewielkie rozmiary ich wystąpień.

E. Kalkowsky (1878) wymienia *skały gnejsowe o granitowej strukturze* z rejonu Walimia, zawierające kwarc, skałen potasowy, lyszczyki oraz turmalin albo fibrolit. Nie nazywa on jednak tych skał granitami, jak jego poprzednicy, lecz traktuje opisywane skały jako gnejsy o strukturze ziarnistej, bezkierunkowej, należące do *dolnego piętra gnejsowego*.

Petrograficzną charakterystykę granitów sowiogórskich znajdujemy w pracach A. Polańskiego (1955) i T. Morawskiego (1963). Zagadnieniami form występowania granitów w rejonie Małej i Wielkiej Sowy zajmowałem się

już przedtem i opisywałem również leukogranity z Sokolca (1964b) i z góry Kobylec (Grocholski 1962).

Granity sowiogórskie są skałami jasnoszarymi, drobno- lub średnioziarnistymi, przechodzącymi miejscami (w okolicy Walimia i Rzeczeki) w odmiany gruboziarniste (pegmatoidalne). Obszar występowania typowych granitów sowiogórskich związany jest przestrzennie z omówionymi poprzednio gnejsami fibrolitowymi leżącymi między Głuszcycą i Jedlińską Kopą a Walimem, Rzeczką oraz Małą i Wielką Sową. Granity stwierdziłem również w strefie gnejsów oczkowych koło Sokolca i w rejonie Przełęczy Jugowskiej. Zazębiają się one tutaj lub przecinają struktury gnejsów oczkowych i są od nich wyraźnie młodsze. Nadmienię również, że w fosach fortów Warownej Góry i przy drodze prowadzącej ze Srebrnej Góry do fortyfikacji na Wysokim Kamieniu obserwowałem w kilku miejscach skały o wyglądzie słabo zdeformowanych (skataklazowanych) granitów, różniące się wyraźnie od typowych granitognejsów. Czy skały o pokroju granitowym z okolicy Srebrnej Góry odpowiadają granitom centralnej części Gór Sowich, wykażą dopiero badania petrologiczne i z tego powodu nie zostały one naniesione na mapie jako granity (tabl. I).

T. Morawski (1963) na podstawie analiz chemicznych i badań mikroskopowych stwierdził, iż granity sowiogórskie w okolicy Głuszycy i Rzeczeki są w rzeczywistości granodiorytami. W ich składzie mineralnym wyróżnić można kwarc ze śladami zaangażowania tektonicznego i kwaśny plagioklaz jako składniki pierwotne. Młodszy od nich jest skałen potasowy o niewyraźnej kratce mikroklinowej. Widoczna jest fibrolityzacja biotyту i muskowitzacja fibrolitu. Leukogranitom towarzyszą ponadto pojedyncze granaty (Grocholski 1962, 1964b).

Aplity Gór Sowich związane są z dwoma różnymi obszarami występowania: zachodnim — między Dziećmorowicami a Sierpnicą i wschodnim — wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego (między Bojanicami a Jodłownikiem).

Aplity zachodniej części Gór Sowich są skałami drobnoziarnistymi o zabarwieniu białym, szarym lub różowym. W partiach brzeżnych gnejsów sowiogórskich aplity przecinają niezgodnie struktury gnejsowe. Ku wschodowi w głąb kry gnejsowej obserwuje się nieduże żyły aplitowe, ciągnące się równolegle do foliacji skał otaczających. Aplity strefy zachodniej wykazują związki przestrzenne z granitami i pegmatytami sowiogórskimi, o czym była mowa na stronach poprzednich. Aplity te należałoby wiązać czasowo z ruchami fałdowymi późnych faz orogenezy prekambryjskiej, z którą zwią-

zane były procesy migmatytyzacji, lub z orogenezą młodszą i związaną z nią młodszą, częściową mobilizacją zmigmatytyzowanego materiału gnejsowego.

Aplity strefy wschodniej, przestrzennie związane z uskokiem brzeżnych Sudetów, uważane są za waryscyjskie. Przecinają one różne gnejsy i serpentynity młodszej generacji. Aplity okolicy Pieszyc i Bielawy tworzą żyły grubości 5—10 m. Są to skały barwy szarżółtawej o strukturach porfiropodobnych, miejscami prawie afanitowe. Pod mikroskopem widoczne są niekiedy tekstury fluidalne. Skład mineralny opisywanych aplitów waha się w znacznych granicach od skał prawie wyłącznie plagioklazowych, zbliżonych do anortozytów lub bezbiotowego kersantytu, do typowych aplitów zawierających kwarc, kwaśne plagioklasy, skałen potasowy i jasny łuszczak (w niewielkich ilościach). Akcesorycznie minerałom skałotwórczym towarzyszą: chloryt, apatyt, rutyl i tlenki żelaza. Według E. Dathego (1904b), aplity strefy wschodniej umieścić należy w tym samym interwale czasu geologicznego, co porfiry i kersantyty Sudetów Środkowych, to znaczy w młodszych okresach ery paleozoicznej.

Żyły kwarcowe i kwarcowo-skałeniowe

Do skał żyłowych, występujących na całym niemal obszarze Gór Sowich, należą różnowiekowe wypełnienia szczelin uskokowych i spekań kwarcem żyłowym lub agregatem mineralnym kwarcowo-plagioklazowym.

Kwarc i oligoklaz jest głównym składnikiem jasnych warstewek gnejsów migmatytowych. Miejscami wokół reliktyw gnejsów biotytowych wśród gnejsów migmatytowych powstawały otoczki bardziej mobilnego materiału kwarcowo-skałeniowego, jak to przedstawia figura 3. Młodsze od żył kwarcowo-oligoklazowych, związanych z migmatytyzacją gnejsów, są żyły typu trondheimitowego, przecinające miejscami serpentynity młodszej generacji (Grocholski 1958, 1961). Według E. Bederkego (1956), tego rodzaju żyły są charakterystyczne dla kaledońskich ruchów tektonicznych w Sudetach.

Rozpiętość wieku różnych żył kwarcowych jest w gnejsach sowiogórskich zapewne jeszcze większa i waha się od prekambriu po młode ruchy saksońskie, lecz datowanie poszczególnych żył jest niekiedy wręcz niemożliwe. W strefach wielofazowych dyslokacji obserwowałem kilka generacji żył i żyłek kwarcowych, natomiast szereg wystąpień „żył kwarcowych”, oznaczonych tak na starszych mapach geologicznych Gór Sowich, przedstawia faktycznie zsylikowane mylonity gnejsowe (Grocholski

1961). Żyły stosunkowo czystych kwarców obserwowałem w okolicy Przełęczy Woliborskiej oraz między Lutomią i Bojanicami, gdzie ich ilość jest większa aniżeli wynika to z dotychczasowych map.

Hiperyty

Według K. Smulikowskiego (1952, str. 87), hiperyty są skałami intruzyjnymi o chemizmie gabrowym, które można by genetycznie łączyć z masywami gabrowymi Sobótki i Woliborza.

T. Morawski (1962) traktuje hiperyty jako najmłodsze elementy w ewolucji metamorficznej starokrystalicznej formacji Gór Sowich. Autor ten podkreśla metamorficzny charakter hiperytów. Przeobrażenia minerałów skałotwórczych hiperytów są zwykle słabsze od metamorfozy w innych skałach formacji starokrystalicznej, jednak są to przeobrażenia wyraźne. Odróżnienie ortoamfibolitów drobno- i średnioziarnistych od hiperytów następuje nieraz w terenie dużo trudności. Według T. Morawskiego (*op. cit.*), szereg „amfibolitów” północnej i środkowej części Gór Sowich jest faktycznie hiperytami (pl. III, fot. 7).

Wystąpienia hiperytów koncentrują się w środkowych partiach Gór Sowich, często w strefach elewowanych między Diećmorowicami i Modliszowem a Nową Bielawą. Większe wystąpienia hiperytu znajdują się na południe od Dziećmorowic, na północ od Rościszowa oraz między Walimiem a Glinnem.

Hiperyty są skałami o zmiennej, lecz raczej drobnej grubości ziarna, barwy szarzielonawej. Składają się one z zasadowych plagioklazów (labrador-bytownit), układających się miejscami w sposób właściwy dla struktur ofitowych. Z piroksenów występują dialag i hipersten. Mineralem skałotwórczym jest również brunatna hornblenda. Dosyć częstym składnikiem mineralnym jest biotyt. Miejscami widoczne są drobne ziarenka oliwinu. Do minerałów akcesorycznych zaliczyć należy apatyt, minerały rudne oraz czarny rutyl (nigryn).

Na wzgórzu hiperytowym nad Rościszowem znalazłem skałę jaśniejszą od otaczających ją hiperytów, równolegle prążkowaną jaśniejszymi i ciemniejszymi prążkami około centymetrowej szerokości. Mineralami skałotwórczymi są tu zasadowe plagioklasy, drobne ilości kwarcu oraz brunatna hornblenda zwyczajna i pirokseny. Widoczne są również pod mikroskopem ziarna apatytu. Niektóre próbki tego leukokratycznego hiperytu mają granulację ziarn plagioklazu i kwarcu oraz zmienne zawartości biotyty. Na pograniczu minerałów jasnych i ciemnych zauważyłem wyraźne struktury reakcyjne (pl. III, fot. 8).

Hiperity sowiogórskie tworzą nieregularne żyły i wystąpienia o charakterze pni przebijających gnejsy. Granice hiperytów z gnejsami są często tektoniczne — uskokowe.

U w a g i

o genezie i metamorfozie skał formacji starokrystalicznej

Przypuszcza się z pewnym prawdopodobieństwem, że gnejsy sowiogórskie wywodzą się z przedalgonckiej, mającej dużą miąższość serii szarogłazowo-ilastej o charakterze być może geosynkinalnym. Gromadzeniu się osadów geosynkinalnych towarzyszył zapewne wulkanizm, z którym były związane skały ultrazasadowe, jak również diabazy i ich tufy, które wraz ze skałami osadowymi uległy następnie przeobrażeniu (serpentynity i ortoamfibolity starszej generacji). Charakterystyczny jest w Górach Sowich brak zmetamorfizowanych, wyraźnych ekwiwalentów piaskowców i zlepieńców. Nie stwierdzono dotychczas w gnejsach sowiogórskich kwarcytów. Skały węglanowe były szeroko rozprzestrzenione w osadach szarogłazowo-ilastych, lecz nie tworzyły większych, samodzielnych formacji. Cienkie stosunkowo warstwy wapieni i margli uległy tektonicznym deformacjom i rozczłonkowaniu w czasie intensywnych ruchów fałdowych. Lutoogenity, czyli gnejsy pochodzenia ilastego, takie jakie znane są ze swekofennidów Finlandii (Parras 1946), nie odgrywają w Górach Sowich większej roli. Ich drobnoziarniste odpowiedniki, zawierające kordieryt i granat, pojawiają się niezbyt licznie w dolinie Złotnicy.

W okresie procesów progresywnej metamorfozy do warunków facji granulitowej włącznie (Polański 1955), skały wyjściowe sowiogórskiej formacji starokrystalicznej ulegały deformacjom, na co wskazują starsze od granatów blastomylonityczne relikty znajdujące w gnejsach. Osiągnięciu przez starszy zespół skał sowiogórskich warunków fizyczno-chemicznych właściwych facji granulitowej (wysokie ciśnienie i temperatury) sprzyjał rozwojowi procesów anatektycznych. Anatektyczna przeróbka materiału sowiogórskiego ma zasadnicze znaczenie dla historii Gór Sowich, gdyż zatarła ona w znacznym stopniu starsze rysy strukturalne. Od tego okresu czasu zaznaczyły się procesy metamorfozy retrogresywnej w związku z ruchami orogenicznymi przemieszczającymi gnejsy sowiogórskie w coraz płytsze partie skorupy ziemskiej. Zjawiska migmatytyzacji rozwijały się zapewne w kilku fazach ruchów górotwórczych, którym towarzyszyło zwiększenie mobilności jonów sodu, potasu i krzemu przejawiające się, w zależności od lokalnych

warunków termodynamicznych, w procesach stwierdzonej feldspatyzacji sodowej i potasowej. Procesy te prowadziły w głębszych strefach zespołu skalnego do powstawania pegmatytów, gnejsów mikroklinowych, a nawet granitów niemagmowych.

W czasie synkinematycznej migmatytyzacji istniały dwie przeciwstawne tendencje. Jedną z nich była selektywna dyferencjacja na składniki jasne i ciemne w gnejsach warstewkowych, a drugą dążność do homogenizacji materiału skalnego. Widać to na przykładzie migmatytyzacji amfibolitów, z których powstawały miejscami gnejsy hornblendowe, omówione w jednym z poprzednich rozdziałów. Powstawanie powierzchni nieciągłości oraz zmienność temperatur i ciśnień wśród fałdowanych gnejsów oddziaływały ujemnie na rozprzestrzenianie się jonów potasowych i innych pierwiastków biorących udział w procesach metasomatycznych. Predyspozycja tektoniczna sprzyjała mikroklinizacji granitognejsów w jądrach fałdów sowiogórskich. Większość paragnejsów oligoklazowo-lyszczykowych nie uległa blastezie mikroklinowej dlatego, że roztwory mikroklinizujące nie dotarły w większej ilości do paragnejsów i gnejsów migmatytowych, albo jak przypuszcza A. Polański (*op. cit.*), jony potasowe przemieściły się w skały wyżej leżące, zerodowanej obecnie osłony migmatytów. Według sugestii A. Polańskiego, gnejsy migmatytowe uległy zubożeniu w potas. Ta druga koncepcja, aczkolwiek teoretycznie mczliwa wydaje się mniej prawdopodobna, jeśli uwzględnimy nowsze badania skał sowiogórskich scharakteryzowane na stronach poprzednich.

Po konsolidacji struktur gnejsów migmatytowych zaznaczyły się ruchy górotwórcze, pod wpływem których doszło do częściowego zbrekcjowania gnejsów warstewkowych w okolicy Lubachowa i Rościszowa. Z ruchami tymi wiązać zapewne należy przejawy drugiej (pośredniej) fazy kataklazowania gnejsów w okolicy Srebrnej Góry. Ruchy górotwórcze, które nastąpiły po sfałdowaniu gnejsów migmatytowych, a przed rekrytalizacją homofanicznych gnejsów, przebudowały prawdopodobnie prekambryjskie struktury północnej części Gór Sowich i doprowadziły do powstania poprzecznych elewacji i depresji w systemie fałdów z okresu synkinematycznej migmatytyzacji. Do zagadnienia tego powrócę w części tektonicznej. Wspomniana rekrytalizacja gnejsów o uziarnieniu granitowym odbywała się w warunkach spokoju tektonicznego przy ciśnieniach statycznych, o czym świadczy obecność tekstur bezkierunkowych. Skład homofanicznych gnejsów nie wskazuje również na doprowadzenie

potasu ani sodu z zewnątrz. Przykłady efektów podobnych warunków ciśnień statycznych obserwowaliśmy w gnejsach moldanubskich Szumawy, gdzie występują kuliste struktury wapieni krystalicznych, a także w zespołach skalnych wykształconych w facji amfibolitowej.

Procesy diaforyczne, prawdopodobnie kaledońskie, objęły większość gnejsów sowiogórskich bez względu na ich skład mineralny i genezę. Diaforeza ta nie doprowadziła jednak do osiągnięcia równowagi w facji zielenicowej. Lokalnie zaznaczyła się chlorytyzacja gnejsów biotytowych, na większym obszarze muskowitzacja, a nawet w jednym miejscu (na zboczach Słonecznej) doszło być może wówczas do powstania łupków amfibolowo-epidotowych.

Z drugim okresem ruchów orogenicznych, po migmatytyzacji, a przed rekrytalizacją gnejsów zhomogenizowanych lub w czasie rekrytalizacji gnejsów o strukturach granitopodobnych, związane były intruzje młodszej generacji ultrazasadowych i gabroidalnych skał, przeobrażonych w serpentynity i amfibolity. W końcowej fazie tego cyklu intrudowały też zapewne hiperyty.

Naszkiecowane wyżej uwagi mają charakter hipotetyczny i są jedynie próbą powiązania obserwacji petrograficznych z obserwacjami geologicznymi. W Górach Sowich brak jest dotychczas datowań geologicznych, zarówno faz rozwoju procesów metamorfozy, jak i ruchów górotwórczych i dlatego podejmowane mogą być na razie tylko dyskusje zdążające do wyjaśnienia względnego następstwa wydarzeń tektonicznych i ewolucji metamorficznej.

MŁODSZE SKAŁY KRYSZTALICZNE GÓR SOWICH

Gabra i diabazy

Do skał, które nie wykazują przemian metamorficznych takich jak opisane poprzednio skały formacji starokrystalicznej, a są starsze od kulmu, zaliczyć należy gabra z Sokolca, brekcje dolomitowe ze strefy dyslokacyjnej na granicy gnejsów z niecką śródsudecką i prawdopodobnie diabaz z góry Golec (Grocholski 1961).

Skały waryscyjskie — porfiry, porfiryty i kersantyty

Do skał waryscyjskich należą porfiry, porfiryty i kersantyty oraz omówione już poprzednio aplity młodszej generacji. Porfiry i kersantyty przecinają w formie żył i pni osady kulmu sowiogórskiego z Walimia i Glinna, co

jest dostatecznym dowodem, iż są one młodsze od dolnego karbonu. Porfiry sowiogórskie nie różnią się od dobrze znanych porfirów innych regionów Sudetów ani składem mineralnym, ani chemizmem.

Porfiry Gór Sowich towarzyszą dyslokacjom południowo-zachodniego brzegu gnejsów. Mniej licznie występują one w głębi gór, a w rejonie Srebrnej Góry należą do rzadkości. Większość żył porfirowych ma kierunek NW—SE i NNW—SSE. Jedynie w okolicy Wałbrzycha i Głuszycy bieg żył porfirowych ulega odchyleniu ku wschodowi. Zazwyczaj są to porfiry o zabarwieniu szarokremowym i różowym. Struktury tych skał są typowo porfirowe, a tekstury bezładne. W afanicznym tle skalnym widoczne są pojedyncze fenokryształy kwarcu, skaleni i pojedyncze blaszki biotyty.

Porfiryty zgodnie z tym, co podaje L. Finckh (1924b), grupują się we wschodniej części środkowego odcinka Gór Sowich — między Rościszowem a Lutomią, gdzie tworzą wąskie żyły o kierunku prawie południkowym z lekkim odchyleniem biegu żył na SE. Porfiryty mają zabarwienie jasnoszare i zielonawo-żółtawe, miejscami brunatnawe i żółtawo-żółte. Są to skały o strukturze porfirowej. W tle skalnym, składającym się z submikroskopijnych agregatów skaleni, widoczne są prakryształy biotyty i hornblendy. Akcesorycznie występuje w porfirytach sowiogórskich apatyt, cyrkon, epidot, chloryt i kalcyt.

Kersantyty występują w środkowej i południowej części Gór Sowich, zwłaszcza tam, gdzie struktury fałdowe przecięte są młodszymi uskokami grawitacyjnymi. W okolicy Walimia i Michałkowej żyły kersantytowe mają wraz ze swymi apofizami kierunek NW—SE. W części południowej Gór Sowich nieliczne żyły kersantytu mają przebieg zbliżony do południkowego i wykazują zmiany hydrotermalne (Grocholski 1961). Szerokość żył kersantytowych waha się od 0,5 do 100 m.

Kersantyty są skałami drobnoziarnistymi o zabarwieniu szarobrunatnym, miejscami z odcieniem czerwonawym. Kersantyty sowiogórskie zawierają zasadowy plagioklaz, zbliżony do prawa albitowego. Skaleń potasowy tworzy drobne ksenomorficzne ziarenka wśród plagioklazów. Liczne łuseczki biotyty są zwykle nieco schlorytyzowane. Z minerałów ciemnych występuje ponadto hornblenda i augit. Miejscami napotyka się w płytce cienkiej pojedyncze kryształki kwarcu i skupienia tlenków żelaza.

Z młodopaleozoicznym wulkanizmem Sudetów Środkowych związane są liczne, lecz

drobne wystąpienia barytów w Górach Sowich. W części północnej gnejsów sowiogórskich towarzyszą one zwykle strefom dyslokacyjnym o kierunku NNW—SSE. Niewielkie złoża barytu eksploatowane jest koło Jedliny Zdroju w strefie nasunięcia gnejsów na łupki wałbrzyskie i zlepieńce z Białego Kamienia. Poszukiwania Barytów w okolicy Głuszycy, Grodziszczu i Srebrnej Góry prowadzi obecnie Instytut Geologiczny. Barytom południowo-zachodniego brzegu gnejsów sowiogórskich to-

warzyszy zwykle dolomit, ankeryt, kilka generacji kwarcu i miejscami fluoryt.

Hydrotermalnym procesom warwicyjskim zawdzięczamy również lokalne przejawy okruszczenia skał sowiogórskich siarczkami żelaza, związkami cynku, ołowiu, srebra, miedzi i innych kopalin użytecznych. Kopalnictwo rud srebra, miedzi i ołowiu rozwinęło się na niewielką skalę jeszcze w czasach średniowiecznych, zasoby te ulegały jednak szybkiemu i prawie zupełnemu wyczerpaniu.

KRÓTKIE DANE O SKAŁACH OSADOWYCH GÓR SOWICH

W Górach Sowich nie zmetamorfizowane skały osadowe reprezentowane są przez utwory dolnego karbonu i czwartorzędu. Nie stwierdzono na gnejsach osadów dewońskich, aczkolwiek T. Gunia (1962) przyjmuje możliwość osadzenia się sedymentów dolnego i środkowego franu w północnej części obszaru gnejsów sowiogórskich, osady te jego zdaniem zostały zerodowane już po środkowym franie. Fakt ten świadczy o podnoszeniu się północnej części Gór Sowich w górnym dewonie. Tendencja do podnoszenia się bloku gnejsowego widoczna jest również w piętrze *Gattendorfia*, na co wskazuje skład zlepieńców zawierających materiał sowiogórski w kulmie z Książna i Chwaliszowa w depresji Świebodzic (Teisseyre 1956a) i w warstwach z Wapnicy w rejonie noworudzkiemu (Żakowa 1963).

W Górach Sowich paleontologicznie udokumentowane są jedynie osady górnego wizenu.

Utwory kulmu sowiogórskiego są, jak wiadomo, nie zmetamorfizowane i występują w obniżeniach tektonicznych w środkowej części Gór Sowich. Zapadliska tektoniczne wypełnione osadami dolnego karbonu przebiegają na ogół równoległe do osi podłużnej Gór Sowich (NW-SE). Na zachodzie występuje tak zwany kulm z Walimia i kulm z Sokolca. Po wschodniej stronie głównego grzbietu sowiogórskiego występuje kulm z Kamionkowa i kulm z Glinna wraz z trzema drobnymi, odizolowanymi fragmentami kulmu w okolicy Rościszowa i Bojanic. Poprzeczny do wymienionych rowów system obniżen tektonicznych wypełniony osadami dolnego karbonu przebiega od Walimia przez Michałkową w kierunku Bojanic.

Stratygrafia kulmu sowiogórskiego zajmowała się ostatnio H. Żakowa (1960, 1963, 1964). W spagu osadów dolnokarbońskich Gór Sowich występują sedymentacyjne brekcje gnejsowe, zlepieńce gnejsowe i piaskowce arkozowe. W strefie zachodniej kulmu sowiogórskiego obok materiału gnejsowego pojawiają się również otoczaki gabra, a miejscami fragmenty czar-

nych wapieni, zsylikowanych mylonitów i dolomitów ze stref dyslokacyjnych południowo-zachodniego brzegu gnejsów sowiogórskich. Miąższość spagowej serii waha się od kilku do kilkunastu metrów, a w głębi gór osiąga nawet 100 m grubości. Ksenolity z okolicy Walimia, znajdowane w porfirze przebijającym kulm, zawierały okruchy drobnoziarnistych piaskowców arkozowych i szarogłazowych. Ilość materiału gabrowego w okolicy Walimia nie przekracza 50% wszystkich otoczaków. Nadmienić należy, że kulm z Walimia i z Michałkowej nie jest udokumentowany paleontologicznie. Według H. Żakowej (1963) spagowe warstwy kulmu sowiogórskiego należałyby zaliczyć do środkowego wizenu (piętro *Beyrichoceras*).

Leżące wyżej osady szarogłazowo-ilaste znane z Walimia, Glinna i Kamionkowa H. Żakowa i C. Żak (1962) oceniają na ponad 200 m miąższości, zaliczając je do górnego wizenu (poziomy go_{a1-3}).

W kulmie z Sokolca wydzieliła H. Żakowa (1966) *warstwy sokoleckie*. Warstwy te obejmują część serii szarogłazowo-ilastej z fauną i zlepieńce gabrowe. Możliwe, że zlepieńce gnejsowo-gabrowe okolicy Walimia są stratygraficznym ekwiwalentem warstw sokoleckich. W warstwach sokoleckich notowane są ponadto łupki węgliste, margle, piaskowce arkozowe i szarogłazowe. Łupki węgliste znane już były Kalkowskiemu (1878) z kulmu między Lubachowem a Michałkową. Detrytus roślinny występuje ponadto w kulmie leżącym na południe od Glinna. Fakty te zdają się wskazywać, że kulm sowiogórski składa się nie tylko z osadów morskich, lecz również i lądowych (limnicznych). Dla utworów szarogłazowo-ilastych poziomu go_a i to zarówno w kulmie z Kamionkowa, Sokolca, jak i Glinna, charakterystyczne są organogeniczne wapienie przeważnie koralowce, świadczące o środowisku morskim. Utwory lądowe osadzały się prawdopodobnie wzdłuż brzegów zatok morskich (Dziedzic 1964). Miąższość warstw sokoleckich oszacowa-

na przez H. Żakową (1964) na 600 m wydaje mi się zbyt duża. Warstwy te w strefie uskoku śródsudeckiego koło Sokolca, Jugowa, Pniaków i Przygórza są silnie zaburzone tektonicznie i ustawione prawie pionowo, co może sprawiać wrażenie znacznych miąższości pozornych.

Sedymentację dolnokarbońską w obrębie kulmu z Kamionkowa i Sokolca zamykają zlepieńce z Kamionek (według nomenklatury przyjętej przez H. Żakową, 1963). Omawiane zlepieńce w odróżnieniu od zlepieńców gabbrowych i gnejsowych cechuje znaczny udział

otoczków kwarcowych. Ilość kwarcu w zlepieńcu tylko sporadycznie przekracza 50%. Obok kwarców, stanowiących przeciętnie 1/3 materiału analizowanego, obserwuje się łupki krzemionkowe, łupki krystaliczne, zieleńce i nieznaczne ilości otoczków skał osadowych oraz gnejsów i innych skał sowiogórskich. Są to więc zlepieńce polimiktyczne z pewną przewagą kwarcu nad innymi składnikami. Miąższość zlepieńców z Kamionkowa ocenia H. Żakowa (1963) na 250—300 m. Cyfry te zarówno dla kulmu z Sokolca, jak i dla kulmu z Kamionkowa wydają się również przesadzone o

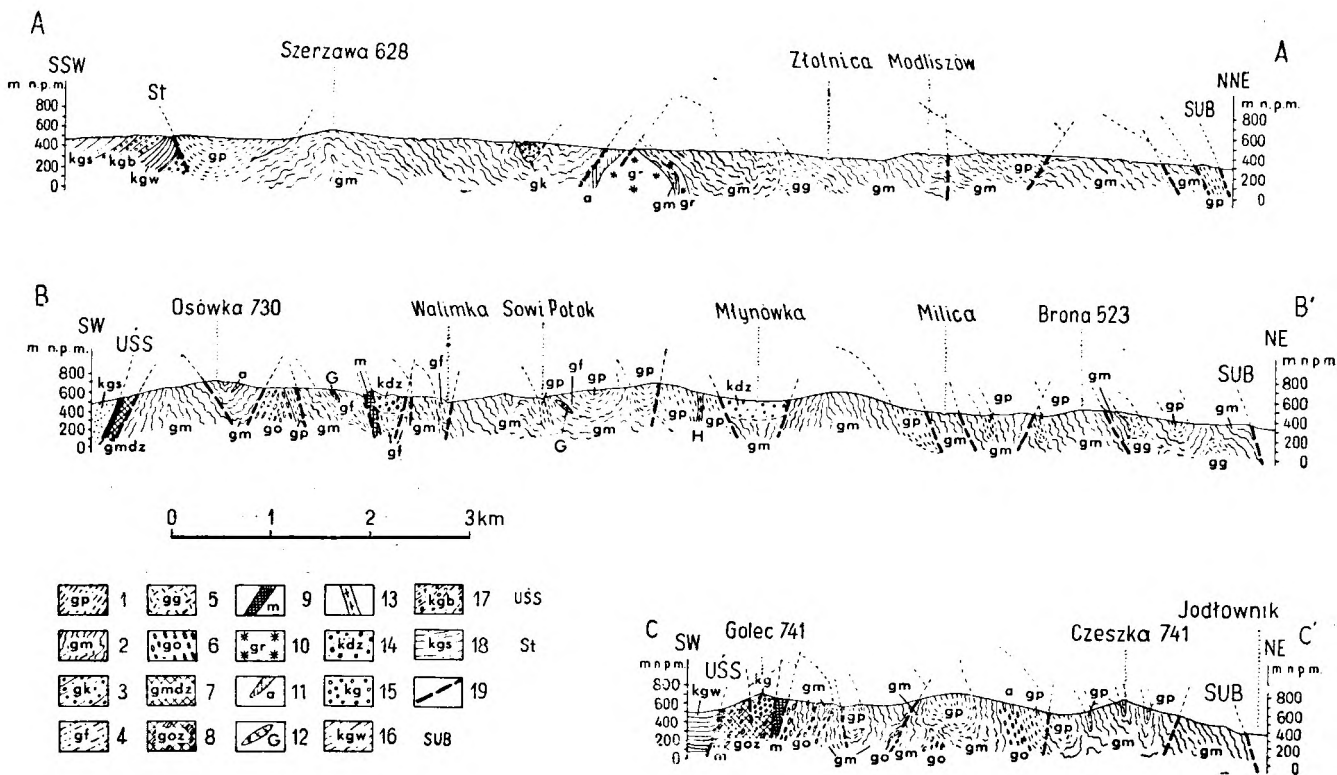


Fig. 4

Przekroje geologiczne: A — A' przekrój przez północną część gnejsów sowiogórskich; B — B' przekrój przez środkową część Gór Sowich; C — C' przekrój przez południową część Gór Sowich

1 — paragnejsy lepidoblastyczne oligoklazowo-łyszczkowe, 2 — migmatytowe gnejsy warstwowe, 3 — gnejsy kordierytowe, 4 — gnejsy fibrolitowe, 5 — gnejsy oligoklazowo-biotytowe o teksturach homofanicznych, 6 — granitognejsy, 7 — gnejsy warstwowe dwułyżczykowe, zmylonityzowane, 8 — granitognejsy częściowo zmylonityzowane, 9 — mylonity gnejsowe częściowo zsylikowane, 10 — granulity, 11 — amfibolity, 12 — granity, 13 — hiperyt, 14 — zlepieńce i piaskowce dolnego karbonu, 15 — zlepieńce namuru, 16 — piaskowce i łupki namuru, 17 — piaskowce i zlepieńce warstw z Białego Kamienia, 18 — warstwy zaclerskie, 19 — uskoki, SUB — sudecki uskók brzeżny, USS — uskók śródsudecki, St. — nasunięcie gnejsów na osady karbońskie

Geologic sections. A — A' through the northern part of the Sowie Góry gneisses, B — B' through the central area of Sowie Mts., C — C' through the southern part of Sowie Mts.

1 — lepidoblastic oligoclase-mica paragneisses, 2 — migmatite laminated gneisses, 3 — cordierite gneisses, 4 — fibrolite gneisses, 5 — oligoclase-biotite gneisses with homogenised structures, 6 — granite-gneisses, 7 — laminated two-mica, mylonitised gneisses, 8 — partly mylonitised granite-gneisses, 9 — partly silicified granite-gneisses, 10 — granulites, 11 — amphibolites, 12 — granites, 13 — hyperite, 14 — Lower Carboniferous conglomerates and sandstones, 15 — Namurian conglomerates, 16 — Namurian mudstones and sandstones, 17 — Białe Kamień Beds (sandstones and conglomerates), 18 — Zaclat Beds, 19 — faults, SUB — Marginal Sudetic Fault, USS — Intra-Sudetic Fault, St — overthrust of Sowie Góry gneisses onto the Carboniferous deposits

20—50%. Zlepienie z Kamionkowa zalicza cytowana autorka do niższej części poziomu $g_{0\beta}$.

Osady górnokarbońskie w postaci zlepieńców kwarcowych namuru z kry sowiogórskiej znane są jedynie z rowu tektonicznego Golca (Grocholski 1961). Zlepienie namuru leżą tu na zmylonityzowanych gnejsach (profil C—C', fig. 4). Badania palynologiczne próbek skał z rowu Golca przeprowadzone w roku 1960 przez H. Krawczyńską-Grocholską (1966) stwierdziły przynależność sporomorf do dolnego namuru A.

Z czwartorzędowych osadów plejstocenijskich należy wymienić gliniasto-gruzowe pokrywy zwietrzelinowe, gliny zboczowe i gruz grawitacyjny oraz utwory soliflukcyjne związane z warunkami peryglacialnymi (Dumanowski 1961). Znane są również rozległe blokowiska na północno-zachodnich zboczach Małej i Wielkiej Sowy, Grabiny i Koziołków oraz na zboczach doliny Bystrzycy.

Ze zlodowaceniem północnym (stadiał Warty) związane są gliny zwałowe w dolinie Bystrzycy. Występują tu również zwiry tarasowe z materiałem północnym i otoczkami skał pochodzących z niecki śródsudeckiej. Z doliny Bystrzycy między Zagórzem Śląskim a Olzycem znane są ily zastoiskowe, które osadziły się na dnie jeziora powstałego wskutek zatarasowania doliny przez jezioro Łądolodu. Materiał eratyczny z okresu tego zlodowacenia obserwuje się jeszcze na wysokości około 550 m. Łądolód pokrywał w plejstocenie całą północną część Gór Sowich, za wyjątkiem szczytów Klasztorzyska (631 m) i Szerzawy (628 m).

Przełomowa dolina Bystrzycy ma w Górach Sowich charakter przetrwałej doliny epigenetycznej. Sieć wodna Bystrzycy została założona w trzeciorzędzie (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957).

TEKTONIKA

DANE OGÓLNE NA TLE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ TEKTONICZNYCH W GÓRACH SOWICH

Jak nadmieniałem w przeglądzie rozwoju badań geologicznych Gór Sowich, studia tektoniczne w tym regionie miały charakter fragmentaryczny. Uwagi Kalkowskiego (1878) o tektonice Gór Sowich opierały się wprawdzie na spostrzeżeniach terenowych i petrograficznych, bardzo wnikliwych jak na owe czasy, ale nie uwzględniały intersekcji zbadanego obszaru z braku szczegółowego zdjęcia geologicznego. E. Dathe (1904 a, b, c) kartujący południową część Gór Sowich i L. Finck (1924a, b), który wykonał szczegółowe zdjęcie geologiczne północnej części gnejsów sowiogórskich, doszli do różnych wniosków odnośnie do przebiegu struktur fałdowych w Górach Sowich. Dathe twierdził, że struktury sowiogórskie posiadają zasadniczy kierunek NW-SE, zaś Finck uważał, iż podstawowe znaczenie mają struktury o przebiegu NE-SW i E-W. Obydwaj cytowani autorzy wnioski swoje wyprowadzali głównie na podstawie kierunków zgnejsowania, nie określając wieku deformacji. J. Oberc (1957) wyznaczył w Górach Sowich kierunki „struktur przedtakońskich starszych i przedtakońskich młodszych” oraz kierunki z okresu fazy sudeckiej.

Z powyższego krótkiego zestawienia widać, że poglądy wymienionych geologów na zagadnienia tektoniczne Gór Sowich nie są zgodne. Przyczyną tych rozbieżności był brak szczegółowych badań strukturalnych.

H. Teisseyre (1964, str. 465) podkreśla, że obecność deformacji prekambryjskich w zmetamorfizowanych seriach Sudetów nie zawsze jest rzeczą pewną i „jedyny wyjątek w tym względzie zdaje się stanowić blok gnejsowy Gór Sowich”, a dalej „kierunki fałdowań i biegi zgnejsowania są w nich miejscami zupełnie niezgodne z przebiegiem okalających je kaledonidów i hercynidów, wskazując raczej na prekambryjski wiek głównej deformacji”.

ANALIZA STRUKTURALNA SOWIOGÓRSKIEJ FORMACJI STAROKRYSTALICZNEJ

Uwagi metodologiczne

Badania tektoniczne w Górach Sowich opierałem na terenowych metodach kartografii geologicznej dla uchwycenia charakteru struktur większych, z równoczesnym posiłkowaniem się dostatecznie reprezentowaną ilością pomiarów drobnych struktur dla wyciągnięcia wniosków ogólnych. Metoda analizy drobnych struktur, ujmująca statystycznie zebrany materiał pomiarowy, jest cenną pomocą w pracach tektonicznych, gdyż syntetyczne opracowanie drobnych struktur jest zazwyczaj odbiciem przebiegu struktur większych (wyższego rzędu).

Zebrany przeze mnie materiał statystyczny opieram na pomiarach wykonanych w ponad

tysiącu odsłoneń skalnych w Górach Sowich, co daje średnio 5 odsłoneń i około 30 pomiarów na 1 km² badanego obszaru.

Wykonałem pomiary foliacji, struktur liniowych, biegu i upadu skłónów fleksuralnych, spękań skalnych; wtórnego złupkowania oraz obserwacje i pomiary w strefie uskóków i nasunięć. Uwzględniłem również biegi i upadki skał osadowych dolnego karbonu. Mapę przebiegu i rozmieszczenia drobnych struktur przedstawia tablica II. Ze względu na podziałkę mapy, przeprowadzono pewną generalizację, polegającą na eliminacji części pomiarów w miejscach ich dużego zagęszczenia. Tam, gdzie kilka pomiarów foliacji lub lineacji wykazywało kierunek równoległy lub podobny, przedstawiono je jednym lub dwoma znakami umownymi. Natomiast diagramy struktur liniowych, załączone do mapy drobnych struktur, dają obraz syntetyczny ich przebiegu w trzech różnych częściach Gór Sowich. Są to diagramy zbiorcze wykonane na podstawie wszystkich pomiarów struktur liniowych osobno dla części północnej, środkowej i południowej badanego obszaru. Mapa drobnych struktur orientuje również czytelnika o stopniu odsłonięcia badanego terenu.

Rozprzestrzenie poszczególnych serii skalnych omówione zostało w pierwszej części pracy i przedstawione na mapie (tabl. I) i przekrojach geologicznych (fig. 4). Jak wynika z mapy, większość nietektonicznych granic intersekcyjnych przebiega z północnego zachodu na południowy wschód. Kierunki prostopadłe do wymienionego widzimy w części północnej i w okolicy Padola. Równoleżnikowy przebieg granic intersekcyjnych zaznacza się w okolicy Niedźwiedzicy i Olszyńca, na południowych zboczach Wielkiej Sowy oraz na północ od Srebrnej Góry.

Przebieg stref różnego rodzaju gnejsów, granulitów i innych skał metamorficznych formacji starokrystalicznej nie zawsze jest odbiciem zróżnicowania pierwotnych serii osadowych. Jak wykazały prace eksperymentalne H. G. F. Winklera (1961) wykonane na materiale o składzie szarogłazów, przy ciśnieniach 2000 atm i temperaturach $700 \pm 40^\circ\text{C}$ paragenezy mineralne tracą swoją trwałość. W miarę dalszego wzrostu temperatury zaczynają się rozwijać procesy anateksis i migmatytyzacji. Kwarc i skalenie ulegają częściowemu wytopieniu, a pozostałe składniki skalne w postaci *metamorfitu* wzbogacają się w glin, magnez i wapń (bez doprowadzenia ich z zewnątrz). Powstają wówczas w metamorficie biotyty, kordieryty, zasadowe plagioklasy i granaty. Końcowym produktem eksperymentów Winklera były stopy o składzie granodiorytu i tonalitu. Jest zatem prawdopodobne, że so-

wiogórskie gnejsy kordierytowe, fibrolitowe i warstewkowe stanowią produkty częściowej dyferencjacji metamorficznej na obszarze regionalnej migmatytyzacji. Dawniejsze poglądy na stratygrafię gnejsów sowiogórskich i gnejsów moldanubskich przyjmowały istnienie dwóch różnowiekowych serii skalnych starszej i jednocześnie głębszej formacji o monotonnym wykształceniu gnejsów („stejna rula”) oraz młodszej „serii pstrej”. Jak mi wiadomo, geologowie czechosłowaccy, zarzucili obecnie ten podział. W świetle doświadczeń Winklera i innych petrologów opracowanie nierozwiązanej dotychczas problematyki stratygrafii formacji starokrystalicznej Gór Sowich komplikuje się jeszcze bardziej.

Przebieg intersekcyjnych granic zmetamorfizowanych skał sowiogórskich, zróżnicowanych pod względem składu mineralnego i struktur, jest przede wszystkim rezultatem procesów ultrametamorfozy i tektogenezy i nie odzwierciedla on stosunków stratygraficznych w osadowej serii wyjściowej, z której powstały gnejsy migmatytowe Gór Sowich. Taki stan rzeczy utrudnia znacznie interpretację tektoniczną obrazu intersekcyjnego.

Foliacja

Przystępując do charakterystyki drobnych struktur, rozpocznę ich omówienie od foliacji, która stanowiła w dotychczasowej literaturze geologicznej Gór Sowich główną podstawę rozważań tektonicznych.

Określenia *foliacja* używam tutaj w znaczeniu zdefiniowanym w podręczniku M. Książkiewicza (1959, str. 592) a wywodzącym się z angielskiego *foliation*. W elipsoidzie odkształceń powierzchni zgnejsowania układają się równoległe do płaszczyzny wyznaczonej przez osie *a* i *b*. W rzadkich tylko przypadkach zgnejsowania, zwłaszcza w warstewkowych gnejsach migmatytowych, może być ono kontrolowane przez złupkowanie starsze, z okresu poprzedzającego migmatytyzację, a odbicie pierwotnego warstwowania ma słabe możliwości przetrwania i to tylko w formie lokalnych reliktoów (Nikołajew 1957).

Jak podawałem w moich poprzednich pracach (Grocholski 1964), wyraźną foliację obserwuje się w gnejsach lepidoblastycznych i warstewkowych. Kierunkowość podkreślają w gnejsie zarówno jasne warstewki, jak i minerały blaszkowe, a zwłaszcza równoległe ułożenie blaszek i agregatów biotytowych. Również kataklazyty gnejsowe posiadają dobrze wyrażoną foliację. Natomiast w gnejsach bardzo drobnoziarnistych (leptytowych) i w homofanicznych gnejsach granoblastycznych tekstury kierunkowe zanikają. W gnejsach oczko-

wych powierzchni zgnejszowania są miejscami dobrze widoczne, zwłaszcza tam, gdzie w skale występuje wiele biotyту. Natomiast bardziej leukokratyczne odmiany granitognejsów i gnejsy mikroklinowe w okolicy Kamionkowa i Szczawna Zdroju posiadają gorzej wykształconą foliację.

Kierunki foliacji naniosłem na mapę drobnych struktur (tabl. II) i na ich podstawie zrekonstruowałem przebieg kierunków foliacji w Górach Sowich (fig. 5). Dla tych części Gór Sowich, gdzie zaznacza się dyspersja kierunków drobnych struktur, zestawiono diagramy foliacji.



Fig. 5

Przebieg dyslokacji i kierunków foliacji w Górach Sowich

Dyslokacje brzeżne: *St* — nasunięcie gnejsów sowiogórskich na osady karbońskie depresji śródsudeckiej w przedłużeniu dyslokacji Strumyka, *Sr* — strefa uskoku śródsudeckiego, *Sz'* — dyslokacja Szczawnika, *Sz* — dyslokacja Szczawienka, *Sub* — sudecki uskok brzeżny. Ważniejsze dyslokacje wewnętrzne: *PKR* — dyslokacja Pniaki — Kamionkowo — Rościszów, *SP* — dyslokacje Sierpnica — Wielka Sowa — Rościszów — Podole, *Rz* — strefa tektoniczna Rzecznicy

Direction of dislocations and foliation trends in Sowie Mts.

Marginal dislocations: *St* — overthrust of Sowie Góry gneisses onto the Carboniferous deposits of the Middle Sudetic trough in the prolongation of the Strumyk dislocation, *Sr* — Inner Sudetic fault zone, *Sz'* — Szczawnik dislocation, *Sz* — Szczawienko dislocation, Sub-marginal Sudetic fault. Major interior dislocations: *PKR* — dislocation Pniaki — Kamionkowo — Rościszów, *SP* — dislocation Sierpnica — Wielka Sowa — Rościszów — Podole, *Rz* — Tectonic zone of Rzecznica

Z map i diagramów widać, że na obszarze północnym (fig. 6d) przeważają biegi foliacji o kierunku NE—SW, dające trzy maksima. Kierunek foliacji NW—SE zaznacza się wyraźnie, lecz o wiele słabiej. Powierzchnie foliacji wykazują stosunkowo strome upady, przeważnie o kierunku północno-zachodnim. Zaznaczają się również kierunki zbliżone do południkowych, z upadem na wschód.

W dolinie Bystrzycy między Jedlinką a Lubachowem i na obszarach przyległych dominują kierunki równoleżnikowe o stromych upadach, z lekką przewagą upadów ku północy (fig. 7d, e). Koło Olszyńca foliacja ulega odchyleniu ku południowemu wschodowi, z upadem na północny wschód. Kierunki południkowe zaznaczają się słabo i to głównie w strefie dyslokacji o przebiegu południkowym. Między Lubachowem a Bystrzycą Górną, gdzie gnejsy są wyraźniej teksturalnie zhomogenizowane, kierunki foliacji mają większą dyspersję (fig. 7f). Przeważa tu wyraźnie foliacja o przebiegu zbliżonym do południowego, z upadami na wschód. Kierunki równoleżnikowe, NW—SE i NE—SW dają podrzędne i równoznaczne ilościowo maksima.

Na obszarze położonym na południe od jeziora zaporowego na Bystrzycy aż po kulm z Walimia i Glinna, wyraźną przewagą ilościową osiągają prawie równoleżnikowe kierunki foliacji z upadami na północ. Dewiacje przebiegu foliacji ku NE i SW oraz ku południowi zaznaczają się słabo (fig. 6). Między Bystrzycą Górną a Lutomią obserwuje się znaczną zmienność kierunków foliacji (tabl. II), podobnie jak i między Jawornikiem a Głuszycą. W pobliżu Głuszycy przeważają jeszcze kierunki foliacji zbliżone do równoleżnikowych, o upadach stromych i skierowanych na północ.

W pozostałej części środkowej i południowej Gór Sowich przebieg foliacji wykazuje dominację kierunku NW—SE, z upadem powierzchni foliacji na NE, a rzadziej na SW. Dopiero w okolicy Srebrnej Góry notowałem częściej bieg kierunków foliacji zbliżony do równoleżnikowych, co na obszarze tym, silnie i kilkakrotnie zaangażowanym tektonicznie, nie jest jednak regułą (Grocholski 1961). Również i w środkowej oraz południowej części Gór Sowich obserwować można lokalnie foliację o przebiegu SW—NE, na przykład między Pieszcami, Kamionkowem a Jodłownikiem (tabl. II, fig. 5).

W środkowej części Gór Sowich zmierzyłem osobno kierunki foliacji różnych odmian gnejsów (Grocholski 1964). W warstewkowych gnejsach migmatytowych wyraźne maksimum zarysowuje się dla foliacji o biegu NW—SE z upadem 50—85° na północny wschód. W gnej-

sach o uziarnieniu granitowym przy mniejszej ilości pomiarów dyspersja kierunków foliacji jest większa aniżeli w wypadku gnejsów warstewkowych, a upady powierzchni foliacji bardziej strome. Podobne tendencje zaznaczają się w analogicznych gnejsach homofanicznych koło Walimia i wspomnianego już Lubachowa. Bardzo wyraźne maksimum widoczne jest na diagramie wykonanym dla kierunków foliacji gnejsów mikroklonowych (granitognejsów): około 125—130°, o upadzie na SW, rzadziej na NE.

Kierunki foliacji nie dają jednak tak dobrej orientacji w przebiegu struktur fałdowych jak struktury linijne, do mówienia których przejdę w rozdziale następnym. Diagramy foliacji i przebiegu struktur linijskich wykazują miejscami pewne rozbieżności. Dla łatwiejszego porównania tych wykresów wykonałem je wszystkie wraz z diagramami spękań skalnych na podstawie projekcji na dolną półkulę siatki Schmidta.

Lineacja i budinaż

Systematyczne badania struktur linijskich w Górach Sowich podjęte zostały przez autora w 1960 roku w ramach badań strukturalnych zainicjowanych przez prof. dr H. Teisseyre'a w różnych regionach Sudetów. W pracach geologicznych sprzed 1961 roku brak jest danych o lineacji gnejsów sowiogórskich.

W Górach Sowich struktury linijskie skał metamorficznych reprezentowane są przez kierunkowe ułożenie minerałów blaszkowych, zwłaszcza biotytów, przez osie drobnych fałdów, przecięcia (krawędzie) powierzchni strukturalnych takich jak foliacji i powierzchni ścinania oraz linijskim ułożeniem lentikularnych agregatów kwarcowo-skaleninowych i „oczek” mikroklonowych w gnejsach oczkowych. Wymienione struktury wykazują związek przestrzenny i genetyczny z budinażem i odpowiadają lineacji $b \parallel B$ według nomenklatury stosowanej w pracach M. P. Billingsa (1946), E. Cloosa (1946), G. D. Ażgireja (1956), H. Teisseyre'a (1959 i 1964) oraz innych autorów. Kierunkowe ułożenie minerałów i osie fałdów pomierzone w terenie przedstawiłem na wspólnych diagramach, podobnie jak uczynił to H. Tuominen (1957) dla utworów archaiku regionu Orijärvi w Finlandii (*lineation + fold axis*). Osobno rozpatrywać będą rysy ślizgowe obserwowane na powierzchniach młodych lub odmłodzonych dyslokacji typu uskokowego (fig. 8).

Struktury linijskie takie jak zmarszczkowanie (gufaż) nie były notowane w gnejsach sowiogórskich z powodu silnej rekrytalizacji tych skał. Struktury przecikowe (pensil structure)

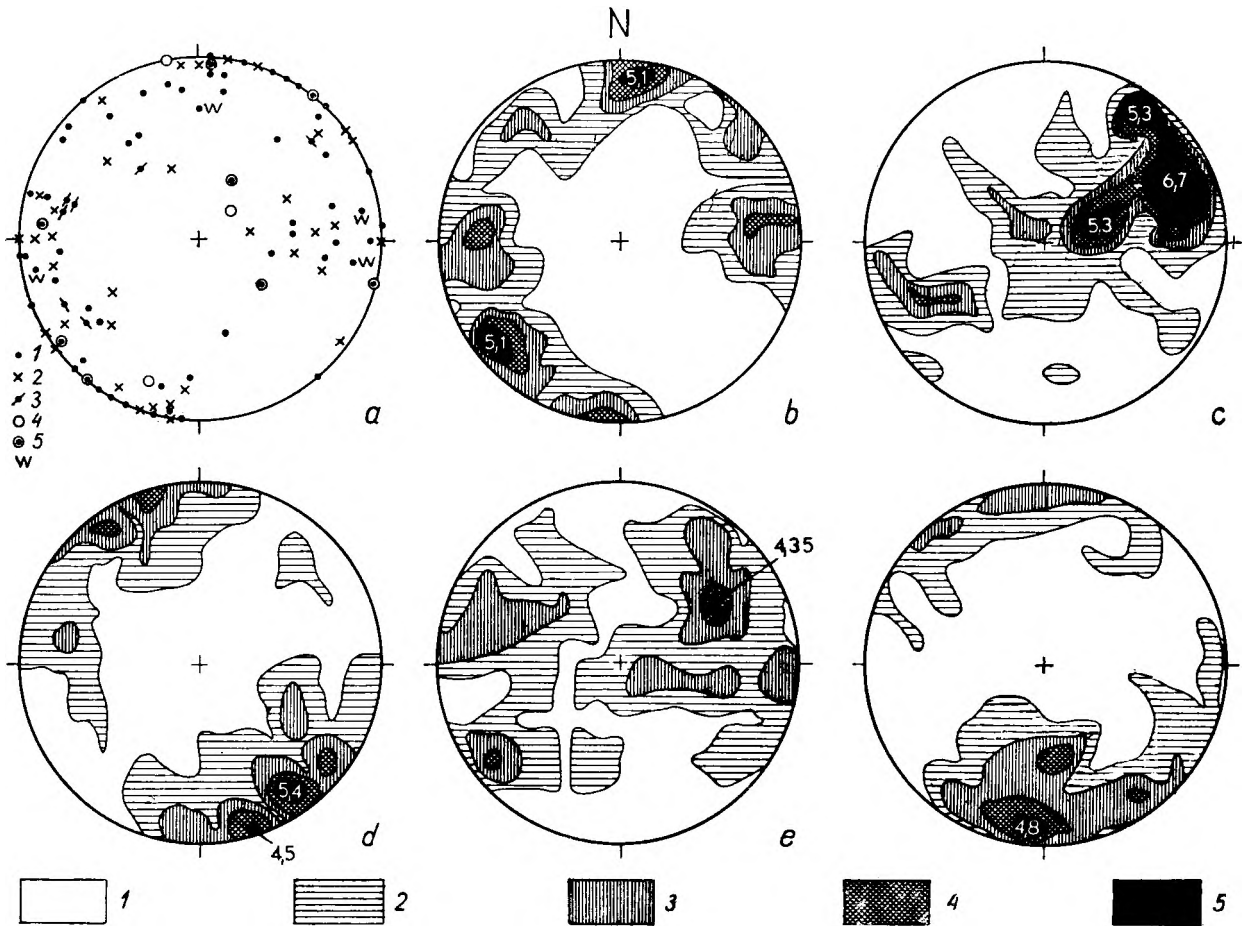


Fig. 6

- a — diagram powierzchni uskokowych i złuźnień tektonicznych pomierzonych w dolinie Bystrzycy między Jedlinką a Bystrzycą Górną
 1 — objawy mylonityzacji i wtórne złupkowanie; występowanie w szczelinach uskokowych pegmatytów (2), żył kwarcu (3), serpentynitu (4), barytu i kalcytu (5), w — wycieki wody
 - b — diagram konturowy powierzchni uskoków i złuźnień w dolinie Bystrzycy oparty na 117 pomiarach
 1 — 0—1%, 2 — 1—2%, 3 — 2—3%, 4 — 3—4%, 5 — powyżej 5%
 - c — diagram konturowy struktur liniowych obszaru gnejsowego na północ od doliny Bystrzycy oparty na 150 pomiarach
 Objaśnienia przedziałów procentowych jak na fig. 6b
 - d — diagram konturowy foliacji dla obszaru gnejsowego położonego na północ od Doliny Bystrzycy oparty na 204 pomiarach
 Objaśnienia przedziałów procentowych jak na fig. 6b
 - e — diagram konturowy struktur liniowych na południe od doliny Bystrzycy w jednostce Walimki i Młynówki oparty na podstawie 231 pomiarów
 Objaśnienia przedziałów procentowych jak na fig. 6b
 - f — diagram foliacji w jednostce Młynówki i Walimki na podstawie 248 pomiarów
 Objaśnienia przedziałów procentowych jak na fig. 6b
- a — diagram of fault planes measured in Bystrzyca valley between Jedlinka and Bystrzyca Górna
 1 — features of mylonitisation, and cleavage; the occurrence in fault fissures of pegmatites (2), quartz veins (3), serpentinite (4), also baryte and calcite (5), w — water seepages
- b — contour diagram of fault planes in the Bystrzyca valley, plotted on 117 measurements
 1 — 0—1%, 2 — 1—2%, 3 — 2—3%, 4 — 3—4%, 5 — above 5%
- c — contour diagram of linear structures of the gneiss area north of the Bystrzyca valley, based on 150 measurements
 Explanation of per cent numbers as in fig. 6b
- d — contour diagram of foliation of the gneiss area north of the Bystrzyca valley, plotted on 204 measurements
 Explanation of per cent numbers as in fig. 6b
- e — contour diagram of linear structures south of the Bystrzyca valley in the unit of Walimka and Młynówka, plotted on 231 measurements
 Explanation of per cent numbers as in fig. 6b
- f — contour diagram of foliation planes in the unit of Walimka and Młynówka, plotted on 248 measurements
 Explanation of per cent numbers as in fig. 6b

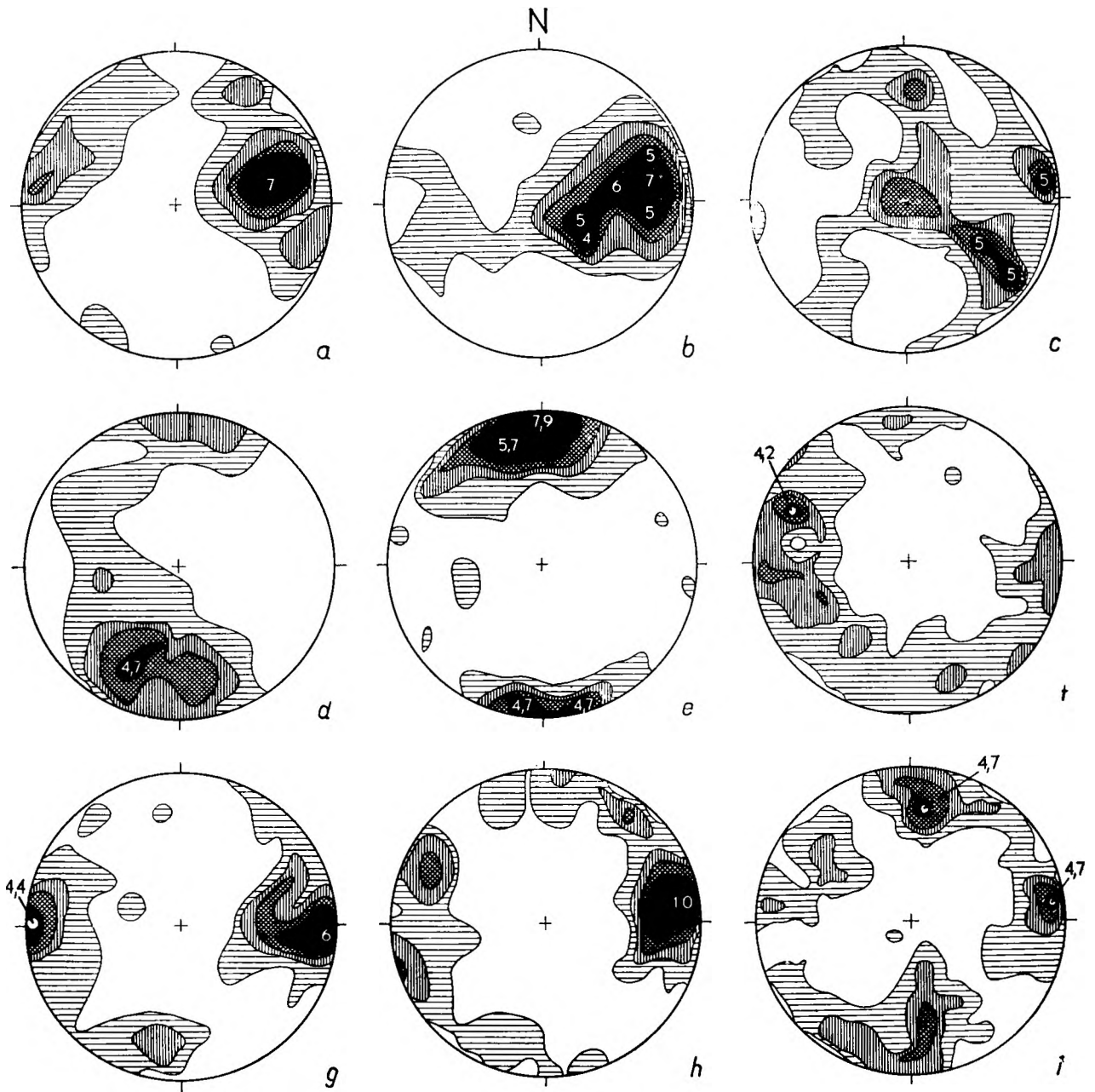


Fig. 7

Diagramy konturowe foliacji, lineacji i spękań dla trzech odcinków przejściowej doliny Bystrzycy w Górach Sowich

Diagramy a, d, g dla odcinka Jedlina — Zagórze Śląskie, diagramy b, e, h dla odcinka Zagórze Śląskie — Lubachów, diagramy c, f, i dla odcinka Lubachów — Bystrzyca Górna. Diagramy w górnym rzędzie przedstawiają struktury linijne, w środkowym rzędzie foliację, a w dolnym rzędzie spękania. Diagramy oparte są na następujących liczbach pomiarów: a — 300, b — 400, c — 100, d — 300, e — 360, f — 166, g — 191, h — 219, i — 171 pomiarów. Objasnienia przedziałów procentowych jak na fig. 6b

Contour diagrams of the foliation, lineation and fractures in three sectors of the gap of the Bystrzyca in the Sowie Mts.

Diagrams a, d, g, refer to the sector of Jedlina — Zagórze Śląskie, diagrams b, e, h, refer to the sector of Zagórze Śląskie — Lubachów diagrams c, f, i, refer to the sector Lubachów — Bystrzyca Górna. Diagrams in the top row represent linear structures, those in the middle row represent foliation, in the bottom row — fractures. The diagrams are plotted on the following measurement figures: a — 300 measurements, b — 400, c — 100, d — 300, e — 360, f — 166, g — 191, h — 219, i — 171 measurements. Explanation of percent numbers as in fig. 6b

należą w Górach Sowich do rzadkości i nie miałem możliwości pomierzenia ich w znanych mi odsłonięciach skalnych.

W sporadycznych tylko przypadkach obserwowałem lineacje *a* wskazującą na kierunek transportu tektonicznego mas skalnych w czasie ruchów fałdowych. Tego rodzaju lineacja występuje w dolinie Kłóbi koło Sierpnicy i pod

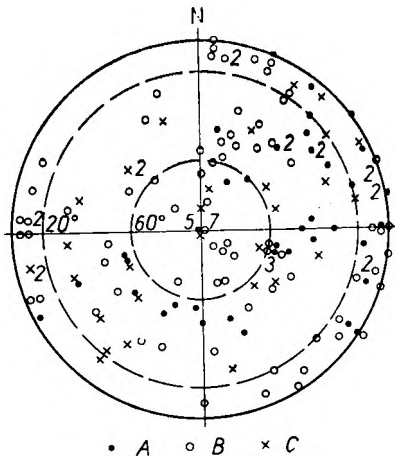


Fig. 8

Diagram punktowy rys ślizgowych dla Gór Sowich na podstawie 166 pomiarów, w tym 46 pomiarów z obszaru północnego (A), 87 pomiarów z obszaru środkowego (B), oraz 33 pomiary z obszaru południowego Gór Sowich (C)

Cyfry oznaczają ilość takich samych, powtarzających się pomiarów, a koła koncentryczne sporządzono dla upadu 20 i 60°

Point diagram of slip striae in the Sowie Mts. based on 166 measurements: 46 measurements refer to the northern area (A), 87 measurements refer to the central area (B), 33 measurements refer to the southern area of the Góry Sowie Mts. (C)

Figures mark a number of the same repeating measurements; concentric circles are made for a dip of 20° and 60°

szczytem Koziółki na zachód od Przełęczy Jugowskiej. W pierwszym odsłonięciu (w dolinie Kłóbi) lineacja *a* ukazuje się w formie wałeczkowatych zgrubień, równoległych do kierunku upadu (na SW) powierzchni foliacji. W drugim przypadku lineacja *a* wyznaczona jest przez soczewkowato wydłużone agregaty kwarcowo-skaleniowe w gnejsach mikroklonowych (granitognejsach). Dłuższe osie tych soczewek („oczek”) zanurzają się również na SW. Obydwie te struktury linijne występują nieco poniżej skreślenia antyklinalnego fałdów wyższego rzędu od strony przechylenia fałdów na SW. Osie B tych fałdów zanurzają się ku południowemu wschodowi.

Omówienie zmienności przebiegu struktur

linijnych w gnejsach sowiogórskich rozpocznę kolejno od obszaru północnego, położonego na północny zachód od wystąpień kulmu sowiogórskiego. Granicę między częścią północną i środkową Gór Sowich wyznaczają umownie dyslokacje przedstawione na tablicy II.

Diagram zbiorczy lineacji wykonany dla północnej części gnejsów sowiogórskich (tabl. II, fig. 9a) wykazuje znaczną dyspersję i dlatego wykonałem dodatkowo cztery diagramy szczegółowe (fig. 6c i 7a, b, c). Diagramy różnią się rozmieszczeniem maksimów lineacji w poszczególnych mniejszych rejonach obszaru północnego.

Diagram konturowy na figurze 6c jest zestawieniem przebiegu struktur linijnych na północ i północny zachód od doliny Bystrzycy. Teren ten jest nierównomiernie odsłonięty i większość pomiarów wykonałem w dolinie Złotnicy i Pełcznicy oraz w pobliżu dyslokacji Szczawienka. Na wykresie tym uwidaczniają się wyraźnie dwa kierunki lineacji (NE—SW i NW—SE) przecinające się pod kątem prostym. Mniej wyraźny jest kierunek zbliżony do południkowego. Trzy prawie równorzędne maksima 35/15°, 65/25° i 75/60° znajdują się w pierwszym kwadrancie (NE) diagramu. Słabsze maksimum 245/20—40° uwidacznia się w kwadrancie SW. Składają się nań pomiary z zachodniej części omawianego podrejonu. Kierunki foliacji dla tej części gnejsów sowiogórskich wykazują maksima: 55/75° NW, 55/75° SE, 75/85° NW, 70/85° SE. Zróżnicowanie kierunków lineacji i foliacji oraz rozbięcie maksimów wskazują na poligeniczny charakter deformacji gnejsów. Do zagadnienia tego powrócę po omówieniu lineacji w innych częściach Gór Sowich.

Dla dobrze odsłoniętego rejonu doliny Bystrzycy wykonałem trzy diagramy lineacji dla następujących odcinków położonych między miejscowościami Jedlinka — Zagórze Śląskie, Zagórze Śląskie — Lubachów, i Lubachów — Bystrzyca Górna (fig. 7a, b, c).

W dolinie Bystrzycy między Jedlinką a Zagórzem Śląskim przeważają gnejsy słojuwe i warstewkowe nad gnejsami lepidoblastycznymi. Wszystkie wymienione gnejsy są gnejsami oligoklazowo-biotytowymi.

Na diagramie lineacji (fig. 7a) widoczne są dwa maksima: wyraźniejsze 80/35° i słabsze — 275/15°. Przechylenie większości fałdów jest podobnie jak i na obszarze położonym na północ od doliny Bystrzycy przeważnie południowe. Dewiacje osi drobnych fałdów ku południowemu i północnemu wschodowi zaznaczają się słabo. Kierunki powierzchni foliacji przebiegają prawie równoleżnikowo (fig. 7d), nato-

miast spękania skalne (fig. 7g) wykazują maksima dla kierunków południkowych.

Podobną orientację przestrzenną mają drobne struktury w okolicy jeziora zaporowego na Bystrzycy między Zagórzem Śląskim a Lubachowem. Występują tu typowe gnejsy warstewkowe, wykazujące miejscami znamiona teksturalnej homogenizacji, przecięte licznymi spękaniami i niewielkimi uskokami o kierunku zbliżonym do południkowego. U podnóża zamku Grodno obserwuje się odsłonięcia gnejsów drobnołuseczkowych i towarzyszących im amfibolitów oraz gnejsów hornblendowych.

Diagram lineacji tego dobrze odsłoniętego obszaru uwidacznia wyraźne maksimum dla kierunku $80/30-45^\circ$. Większość pomiarów mieści się w granicach od $65/25^\circ$ do $135/55^\circ$ (fig. 7b). Maksimum lineacji jest tu identyczne jak i dla lineacji między Jedlinką a Zagórzem Śląskim, z tym iż wyraźniejsze są nawiązania do przebiegu struktur liniowych na północy (kwadrant NE) i na południu obszaru Gór Sowich (kwadrant SE). Pochylenie drobnych fałdów w rejonie jeziora zaporowego na Bystrzycy jest zmienne. W kilku wypadkach można było stwierdzić, że fałdki o kierunku osi $75/20^\circ$ deformują struktury liniowe o biegu $160/65^\circ$ i $145/45^\circ$. Wynika stąd wniosek, że struktury liniowe pierwszego kwadrantu diagramu są młodsze od struktur dających maksima w kwadrancie drugim. Kierunki foliacji (fig. 7e) mają wyraźne maksimum $90/80^\circ$ S. Kierunki spękań skalnych przedstawione poniżej diagramu zgnejsowania (fig. 7i) dają wyraźne maksimum w płaszczyźnie prostopadłej do przebiegu lineacji, co wraz z innymi obserwacjami terenowymi przemawia za ich tensyjnym charakterem. Podrzedne maksima w I i II ćwiartce diagramu wskazują na obecność spękań powstałych ze ścinania, co stwierdzić również można w odsłonięciach przy ścieżce między jeziorem zaporowym na Bystrzycy a zamkiem Grodno. W występujących tu gnejsach lepidoblastycznych widoczna jest deltoidowa oddzielność wzdłuż krzyżujących się spękań skalnych. Spękania ścinające należące do dwóch różnowiekowych systemów, można również zauważyć w gnejsach warstewkowych.

O ile diagramy lineacji gnejsów z omówionych dwóch odcinków doliny Bystrzycy wykazywały duże podobieństwo, o tyle diagram 7c daje obraz bardzo różny od poprzednich. Między Lubachowem a Bystrzycą Górną występują częściej gnejsy homofaniczne i obserwuje się liczniejsze przejawy częściowej homogenizacji gnejsów warstewkowych w postaci struktur nebulitycznych. Widoczna jest tutaj (fig. 7c) dosyć znaczna dyspersja kierunków lineacji. Najliczniej reprezentowany jest kierunek $125/15-40^\circ$, następnie $85/10^\circ$, a mniej licznie

$10/30^\circ$ i lineacje strome, których punkty projekcji grupują się w pobliżu środka diagramu.

Pierwsze z wymienionych maksimów jest takie jak maksima na diagramach zbiorczych dla środkowej i południowej części Gór Sowich (tabl. II). Drugie maksimum dla struktur liniowych o przebiegu prawie równoleżnikowym nawiązuje do kierunków analogicznych struktur w dolinie Bystrzycy między Jedlinką a Lubachowem. Trzecie maksimum ($10/30^\circ$) jest charakterystyczne dla gnejsów homofanicznych. W gnejsach tych zaznacza się strefa brekcjonowania gnejsów warstewkowych, biegnąca z północy na południe. Gnejsy w tej strefie uległy następnie częściowej homogenizacji i rekrytalizacji w warunkach ciśnień statycznych, o czym pisałem przy omówieniu struktur gnejsów w jednym z poprzednich rozdziałów. Próbę interpretacji stromych struktur liniowych podejmę na dalszych stronach tej pracy.

Kierunki foliacji między Lubachowem a Bystrzycą Górną, są podobnie jak i struktury liniowe, znacznie rozproszone z maksimum dla foliacji $25/65^\circ$ SE (fig. 7f). Diagram spękań skalnych (fig. 7i) wykazuje pewien związek z diagramem lineacji. Na diagramie spękań skalnych widoczne są wyraźnie dwa prostopadłe do siebie kierunki $95/60^\circ$ S i $175/80^\circ$ W, które są w przybliżeniu prostopadłe do lineacji o przebiegu południkowym i równoleżnikowym. Trzecie, słabsze maksimum spękań widoczne jest na diagramie w IV kwadrancie. Bieg tych spękań przecina pod kątem zbliżonym do prostego lineację o najwyraźniejszym maksimum w tej części Gór Sowich.

Diagram zbiorczy kierunków lineacji dla północnego obszaru Gór Sowich wykonany na podstawie 1100 pomiarów posiada maksimum $75/20^\circ$ i różni się wyraźnie od maksimów na diagramach zbiorczych dla środkowej i południowej części Gór Sowich o kąt około 50° .

Należy jeszcze dodać, że granulity północnego obszaru tworzą ciała wydłużone w kierunku NNW—SSE, rzadziej w kierunku zbliżonym do równoleżnikowego (mniejsze wystąpienia). Tekstury kierunkowe granulitów takie jak laminacja i nieliczne osie drobnych fałdków wykazują prawie zawsze bieg SW—NE, podobnie jak foliacja w otaczających je gnejsach.

Intersekcja amfibolitów wskazuje, iż na obszarze północnym przebiegają one bądź w kierunku NW—SW, bądź NE—SW. Nie stwierdzono dotychczas, czy amfibolity różnie usytuowane przestrzennie wśród gnejsów należą do tej samej generacji. Prawdopodobnie intruzje skał zasadowych, z których powstały te amfibolity, związane były z dwiema różnymi fazami ruchów górotwórczych, co wymaga jednak potwierdzenia przez badania petrologiczne.

Uwaga ta odnosi się oczywiście tylko do ortoamfibolitów.

Przechodząc z kolei do *charakterystyki lineacji obszaru środkowego Gór Sowich* przypomnę, iż jest to wycinek gnejsów sowiogórskich położony na południe od północnego obszaru tych gnejsów. Obszar środkowy graniczy z południową częścią gór wzdłuż dyslokacji Pniaki—Kamionkowo—Rościszów (o przebiegu południkowym). W środkowej części Gór Sowich znajdują się niemal wszystkie wystąpienia kulmu sowiogórskiego. Częściowe wyniki badań drobnych struktur, w tym również lineacji z obszaru środkowego, opublikowałem już uprzednio (1964b). Dlatego zwracam obecnie uwagę na struktury liniowe pogranicza części północnej i środkowej Gór Sowich.

Mapa drobnych struktur i przedstawione (tabl. II) diagramy lineacji wskazują na zmiany w przebiegu lineacji w północnej części Gór Sowich. Diagram zbiorczy struktur liniowych dla środkowego obszaru sowiogórskiego daje wyraźne maksimum $125/30^\circ$, podobnie jak i dla obszaru południowego. Natomiast diagram na figurze 6e z rejonu położonego między doliną Bystrzycy (na południe od jeziora zaporowego) a kulmem w Walimiu i Glinna przedstawia obraz złożony. Pomiarów w odsłonięciach w dolinie Walimki i Młynówki wskazują, że jest to obszar przejściowy od regionu północnego Gór Sowich, gdzie przeważają kierunki struktur liniowych NE i E, do części środkowej gór o dominacji kierunków lineacji SE. Diagram 6e wykazuje znaczną dyspersję w przebiegu struktur liniowych. W tym obszarze przejściowym alternują ze sobą różne kierunki lineacji. Słabe maksima zaznaczają się dla kierunków $60/45^\circ$ i $235/15^\circ$. W dolinie Młynówki (177 pomiarów) przeważa nieznacznie lineacja wykazująca maksimum $285/20^\circ$. W pobliżu dyslokacji ograniczających kulm z Walimia i Glinna obserwujemy struktury liniowe strome. Kierunki NW—SE zaznaczają się słabo. Większość pomiarów lineacji grupuje się w kwadrantach północnych diagramu. Na przecięciu się tych dwóch kierunków lineacji, na zachód od Michałkowej powstała depresja, w której ukazują się paragnejsy lepidoblastyczne.

Diagram foliacji dla omawianego wycinka gnejsów sowiogórskich przedstawia figura 6f. Maksimum kierunków zgnejsowania ($95/80^\circ$ N) jest różne od maksimum lineacji ($60/45^\circ$). Przebieg foliacji daje tu obraz uproszczony, nie odpowiadający złożonym stosunkom orientacji przestrzennej struktur liniowych i osi fałdów.

Na sąsiednim obszarze, między doliną Bystrzycy a Głuszcycą i Włodarzem (811 m), krzyżują się kierunki południkowe, równoleżnikowe i NW—SE. Pochylenie fałdów jest tu różne —

na NE i SW. Podobna sytuacja uwidacznia się również koło Bojanic, bliżej sudeckiego uskoku brzeżnego.

Na podstawie przebiegu drobnych struktur, a zwłaszcza lineacji między Głuszcycą a Bojanicami, można uchwycić zależności między starszymi strukturami fałdowymi gnejsów a młodszymi założeniami zapadłisk tektonicznych wypełnionych kulmem sowiogórskim. Kulm między Jawornikiem, Walimiem i Rzeczką oraz kum między Michałkową, Glinnem i górą Ostrzew (743 m) tworzą rowy tektoniczne wydłużone w kierunku NW—SE. Drugi, prostopadły doń system zapadłisk tektonicznych wypełnionych osadami dolnego karbonu obserwujemy między Walimiem, Glinnem, Michałkową i Bojanicami. Nieciągła strefa tych zapadłisk uszeregowana jest wzdłuż kierunku SW—NE.

Na południowy wschód od linii powietrznej łączącej Głuszcycę z Bojanicami kierunki drobnych struktur SW—NE i E—W stopniowo zanikają, a zdecydowaną przewagę ilościową zyskują struktury o przebiegu NW—SE, co uwidoczniła mapa i diagramy lineacji dla obszaru środkowego i południowego Gór Sowich (tabl. II). Obserwacje i diagramy lineacji wykonane w okolicy Kamionkowa, Rościszowa, Lutonii i w masywie górskim Wielkiej i Małej Sowy wykazują zawsze wyraźne maksimum w drugim kwadrancie (SE) siatki Schmidta. Prawidłowość ta zaznacza się bez względu na zróżnicowanie gnejsów pod względem składu mineralnego i struktur. W rejonie Wielkiej Sowy wykonałem po 100 pomiarów struktur liniowych osobno w gnejsach homofanicznych (typ z Potoczka), oddzielnie w gnejsach migmatytowych (warstewkowych) i wyłącznie w granitognejsach mikroklinowych (Grocholski 1964b). W homofanicznych gnejsach okolicy Potoczka uzyskałem maksimum lineacji $150/45^\circ$, w gnejsach warstewkowych okolicy Walimia maksimum wynosi $125/30^\circ$, a dla granitognejsów między Rzeczką a rejonem szczytu Koziółki (908 m) maksimum kierunków lineacji przypada na $130/35^\circ$. Różnice w odczycie maksymalnej częstości występowania kierunków struktur liniowych nie przekraczają 30° .

W środkowej części Gór Sowich nie stwierdziłem istotnych odchyłeń w przebiegu różnych struktur liniowych takich jak kierunkowe ułożenie biotytów i osie drobnych fałdów. W rejonie Wielkiej Sowy wykonałem 502 pomiary osi drobnych fałdów i 200 pomiarów innych struktur liniowych (Grocholski 1964b). Uzyskałem w obydwu przypadkach identyczne maksimum $120/20^\circ$, pozwalające przypuszczać, iż wymienione struktury liniowe są ze sobą genetycznie związane i powstały w tym samym cza-

sie. Pewne różnice między przebiegiem struktur liniowych (kierunkowym ułożeniem biotytów i osiami drobnych fałdów) stwierdził M. Pagunis (1964) w rejonie między Lutomią a Rościszowem. Różnice te, nie przekraczające 30° , wynikają stąd, że osie drobnych fałdów pomierzone zostały głównie w gnejsach warstewkowych i homafanicznych bliżej Rościszowa, zaś liniowe ułożenie biotytów występuje przeważnie w gnejsach lpidoblastycznych na południe od Lutomi. W obydwu przypadkach maksima lineacji mieszczą się w drugim kwadrancie diagramu konturowego.

Pewna dyspersja kierunków lineacji występuje w południowej części masywu górskiego Wielkiej Sowy, gdzie obok prawie poziomej lineacji NW—SE zaznacza się na diagramie kierunek południkowy i słaba lineacja SW—NE, deformująca lokalnie struktury liniowe zanurzające się na południowy wschód (Grocholski 1964b).

Drobne fałdy środkowego obszaru Gór Sowich pochylone są prawie zawsze na południowy zachód. Wergencję przeciwną obserwowałem miejscami koło Sierpniczy w pobliżu uskoku śródsudeckiego.

Z diagramów lineacji dla północnej i środkowej części Gór Sowich widać, że kierunek przebiegu struktur liniowych w małym tylko stopniu zależy od odmiany gnejsów czy innych skał metamorficznych (np. granulitów), w których wykonano pomiary. Natomiast kierunek ten zmienia się w zależności od regionu pomiarów. W części północno-zachodniej kry gnejsowej kierunki NE—SW przeważają wyraźnie nad lineacją NW—SE. W dolinie Bystrzycy dominują równoleżnikowe kierunki struktur. Między doliną Bystrzycy a Walimiem, Glinem i Bojanicami istnieje strefa przejściowa, w której różne kierunki lineacji występują w podobnych ilościach obok siebie, podobnie jak w okolicy Lubachowa. Na południowy wschód od Głuszycy, Walimia, Glinna i Bojanic po Srebrną Górę wyraźnie przeważają ilościowo kierunki $125/30^\circ$.

Z mapy i diagramów drobnych struktur można również stwierdzić dwie elewacje w przebiegu osi fałdów NW—SE. Jedną z tych elewacji zaznacza się koło Glinna, gdzie struktury liniowe na północ od tej miejscowości zanurzają się ku północy i północnemu zachodowi, a na południe od Glinna ku południowemu wschodowi (tabl. II).

Druga, mniej wyraźna elewacja występuje nieco na południe od Wielkiej Sowy. W obrębie tej elewacji zaznacza się zmienność kierunków osi drobnych fałdów i miejscami występuje lineacja prawie pozioma o kierunku NW—SE. Większość osi fałdów o tym kierunku

ku zanurza się w Górach Sowich na SE pod kątem około 30° .

Obydwie wymienione elewacje zamaskowane są częściowo przez nałożenie się młodszych deformacji typu uskokowego i przykrycie osadami kulmowymi. Elewacja Glinna znajduje swe przedłużenie między Głuszycą a Sierpnicą, a nawet jak wskazują na to badania K. Dziezdica (1964), elewacja ta zaznacza się w obrębie niecki śródsudeckiej aż po masyw granitowy Kudowej. W czasie orogenezy waryscyjskiej w strefie elewacji Glinna powstały młode zapadliska tektoniczne.

Przejdę z kolei do omówienia *lineacji obszaru południowego*. Jak wspomniałem poprzednio, południowa część Gór Sowich położona jest na południowy wschód od dyslokacji Pniaki—Rościszów. Obszar ten jest mniejszy od środkowej części Gór Sowich i nie jest przykryty osadami karbońskimi, za wyjątkiem rowu Golca i wąskiego klina warstw sokoleckich między Pniakami a Przygórzem. Maksimum struktur liniowych na diagramach zbiorczych środkowej i południowej części Gór Sowich jest identyczne i wynosi $125/30^\circ$. Na diagramie dla obszaru południowego zaznaczają się dwiema osi fałdów w kierunku wschodnim (tabl. II i fig. 9b, c). Równoleżnikowe kierunki lineacji spotyka się częściej w okolicy Srebrnej Góry.

Koło Srebrnej Góry i Mikołajowa gnejsy są silnie zdyslokowane w przebiegającej tu strefie tektonicznej (Grocholski 1961). Ponieważ większość struktur liniowych zanurza się w Górach Sowich ku południowemu wschodowi, to w okolicy Srebrnej Góry widoczny jest stosunkowo płytki poziom intersekcyjny. W poziomie tym gnejsy sowiogórskie były szczególnie podatne na wielofazowe odkształcenia dysjunktywne. W związku z tym obserwuje się dużą dyspersję kierunków lineacji i zgnejsowania, związane z rotacją tych struktur w pobliżu licznych uskoków.

Na południowym obszarze Gór Sowich zaznaczają się dość licznie undulacje osi fałdów (o kierunku fałdów NW—SE). Zmienności kąta zanurzenia się osi fałdów obserwowałem w odstępach między Bielawą a Przygórzem, zwłaszcza w głęboko wciętych dolinach u podnóża góry Popielak.

Z większych struktur tego rodzaju wymienię przykładowo elewację góry Czeszka (tabl. I, fig. 13), która zdaje się mieć swoje przedłużenie w obrębie Wzgórz Bielawskich na przedpołudnie. Druga elewacja zaznacza się między Podlesiem a Nową Wsią. Południowe przedłużenie tej elewacji przebiega wzdłuż południowo-wschodniej granicy zasięgu warstw walbrzyjskich w niecce Woliborza.

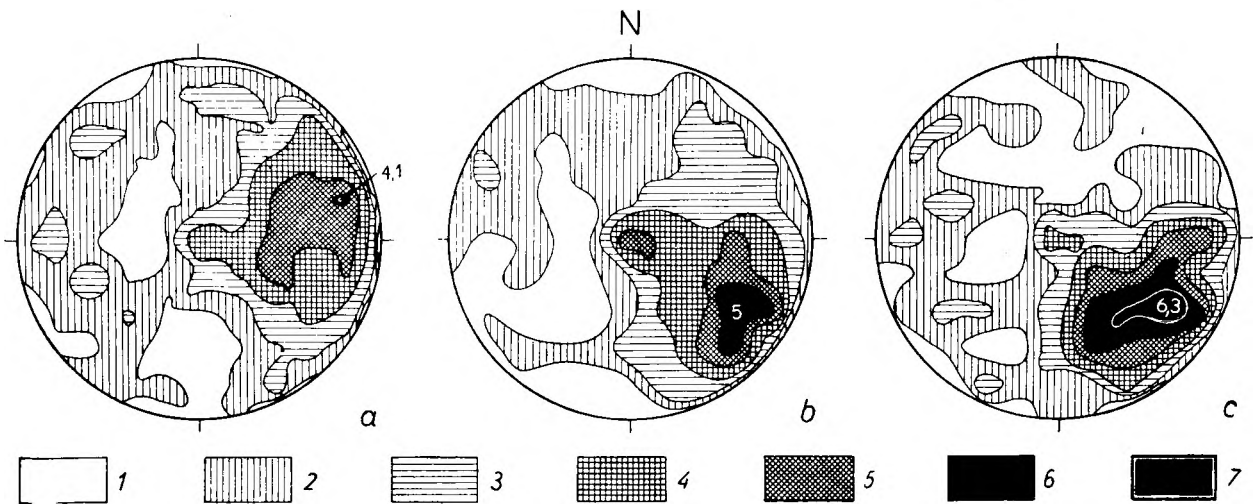


Fig. 9

Zbiorcze diagramy konturowe struktur liniowych dla Gór Sowich a — północna część gnejsów sowiogórskich na podstawie 1100 pomiarów; b — środkowy obszar na podstawie 1400 pomiarów; c — południowy obszar na podstawie 604 pomiarów

1 — 0—0,5‰, 2 — 0,5—1,0‰, 3 — 1—2‰, 4 — 2—3‰, 5 — 3—4‰, 6 — powyżej 4‰, 7 — powyżej 5‰

Total contour diagrams of linear structures in the Sowie Góry Mts.: a — northern part of Sowie Góry gneisses based on 1100 measurements; b — central part based on 1400 measurements; c — southern part of Sowie Góry Mts. based on 604 measurements

1 — 0—0,05‰, 2 — 0,5—1,0‰, 3 — 1—2‰, 4 — 2—3‰, 5 — 3—4‰, 6 — 4‰, 7 — 5‰

W południowej i środkowej części Gór Sowich widoczny jest wyraźny związek przestrzenny między przebiegiem struktur liniowych i granic intersekcyjnych różnych odmian petrograficznych gnejsów. Omówione poprzednio granitognejsy tworzą cztery prawie równoległe strefy o kierunku 125° . Przebieg głównego grzbietu Gór Sowich ma kierunek około 140° . Zatem lineacja i kierunek granic intersekcyjnych większości gnejsów przecinają pod kątem około 15° osi podłużną pasma sowiogórskiego (tabl. I i II).

Wpływ dużych dyslokacji na przebieg struktur liniowych widoczny jest w strefach uskoku w odległości od kilku do kilkuset metrów od powierzchni uskoku. Obserwowane tu rotacje struktur liniowych zaznaczają się zazwyczaj bardziej stromym zanurzeniem się osi drobnych fałdów i odchyleniem lineacji w stronę uskoku. Można to obserwować w rejonie Rusinowej i Olszyńca, w pobliżu nasunięcia gnejsów na osady karbońskie niecki śródsudeckiej w strefie uskoku śródsudeckiego oraz w pobliżu dyslokacji ograniczających zapadliska kulmowe. Południkowy kierunek przybierają struktury liniowe wzdłuż uskoku Pniaki—Rościszów o przebiegu północ—południe. Rotacje struktur liniowych w strefie sudeckiego uskoku brzeźnego i innych mniejszych dyslokacji zaznaczają się słabiej. Duże dyslokacje skomplikowały ogólny obraz lineacji, lecz nie przemodelowały struktur fałdowych w takim stopniu,

jak sugerował to L. Finckh (1924b) dla południowej części Gór Sowich.

Na wszystkich diagramach zbiorczych lineacji z trzech omówionych obszarów sowiogórskich występuje obok głównych maksimum słabsze zagęszczenie punktów projekcyjnych lineacji w pobliżu środków diagramu. To podrzędne, lecz wyraźne maksimum odnosi się do struktur liniowych pionowych lub stromo zanurzających się ku południowemu wschodowi. Jedną z przyczyn powstawania takich struktur liniowych były rotacje w pobliżu uskoku, co można odczytać z mapy drobnych struktur (tabl. II). Drugą przyczyną powstawania stromych struktur liniowych skłonny jestem wiązać z undulacjami osi fałdów o przebiegu NW—SE, obserwowanych w odsłonięciach i zrekonstruowanych w obrębie większych elewacji.

Undulacje osi fałdów zdają się być spowodowane dwiema przyczynami. Jedną z tych przyczyn była kompresja skierowana od północnego zachodu na południowy wschód, równoległa do osi fałdów o kierunku NW—SE i wergencji południowo-zachodniej. Jak wynika ze szczegółowych diagramów drobnych struktur z północnego obszaru gnejsów sowiogórskich, nastąpiła tu daleko idąca przebudowa struktur fałdowych o kierunku NW—SE i powstanie nowego, młodszego systemu fałdów o kierunku SW—NE. Jeśli osie fałdów pierwszego systemu oznaczymy literą B_1 , a drugi system fałdów B_2 , to system B_2 jest prostopadły lub w przybliżeniu

niu prostopadły do systemu B_1 . Na obszarze północnym struktury o kierunku SW—NE przeważają liczebnie nad strukturami o kierunku NW—SE. W strefie przejściowej, między doliną Bystrzycy a Walimem, wpływ kompresji i związanej z nią przebudowy zaznacza się już słabiej. Ilościowe stosunki różnokierunkowych struktur pozostają tu w równowadze. W pozostałej części Gór Sowich przeważają już wyraźnie kierunki NW—SE (B_1). Na południu kompresja zaznaczyła się jedynie undulacją osi fałdów dominujących (B_1). Wskazuje to, że naciski górotwórcze od północy i północnego zachodu dawały coraz słabsze efekty i ulegały częściowemu rozładowaniu ku południowemu wschodowi.

Inną jeszcze przyczynę powstawania stromo zanurzających się struktur liniowych obserwowałem w szeregu odsłonięć skalnych w rejonie Wielkiej Sowy, Kamionkowa, Potoczka i Klasztorzyska. Występują tam symetryczne fałdy o prawie poziomych osiach o kierunku NW—SE. Skrzydła tych fałdów zwięzają się miejscami ku dołowi. Fałdy takie deformują zazwyczaj struktury liniowe swego otoczenia, powodując ich strome ustawienie w pobliżu fałdu symetrycznego. Powstawanie tego rodzaju fałdów miało miejsce przy znacznym udziale składowej pionowej w polu sił, w którym odbywało się fałdowanie gnejsów migmatytowych. Zjawisko to będzie bardziej zrozumiałe, jeśli uświadomimy sobie, że dzisiejszy poziom intersekcyjny gnejsów sowiogórskich odpowiada górnym partiom piętra migmatytowego (w ujęciu Wegmanna 1935, 1953). Wspomniane fałdy symetryczne zdają się być odbiciem wpływu głębokiej tektoniki zespołu skał migmatytowych, który to wpływ zaznaczył się w późnych fazach synkinematycznej migmatytyzacji. Bardziej plastyczne i mobilne skały z głębszych poziomów piętra migmatytowego wytłaczane były ku górze, deformując częściowo gotowe lub powstające struktury fałdowe. Podobne zjawiska notowała również M. D. Kryłowa (1960) w masywie ałdańskim.

Analizując diagramy zbiorcze lineacji dla trzech różnych części Gór Sowich, wyjaśniłem na podstawie przytoczonych obserwacji własnych kilka możliwości powstawania stromych struktur liniowych.

Pozostaje jeszcze do przedyskutowania zagadnienie względnego następstwa czasowego dwóch systemów lineacji — B_1 (NW—SE) i B_2 (NE—SW).

Nie obserwuje się, aby struktury liniowe jednego i drugiego systemu wyróżniły się wyraźnie pod względem morfologicznym. Różnice zaznaczają się w kierunkach lineacji, na co wskazują trzy diagramy załączone do mapy

drobnych struktur (tabl. II). Brak istotnych różnic w wykształceniu sowiogórskich struktur liniowych należących do różnych systemów zdaje się tłumaczyć kilkakrotna rekrytalizacja tych skał. Najsilniej procesy rekrytalizacji i homogenizacji zaznaczyły się w gnejsach granitopodobnych. Rekrytalizacja ta była młodsza od migmatytyzacji i fałdowych ruchów górotwórczych. Sam fakt, że struktury liniowe krzyżują się, nie przesądza ich następstwa czasowego (Teisseyre 1964).

Można zrobić hipotetyczne założenie, że tekstury kierunkowe SW—NE są strukturami starszymi, gdyż występują w granulitach. Granulity sowiogórskie uważane są za relikty po warunkach charakterystycznych dla facji granulitowej, które przewidywały migmatyzację gnejsów (Polański 1955). Z migmatytyzacją związane są fałdy o kierunku NW—SE (Grocholski 1964a i b). Obserwacje terenowe pozwoliły mi stwierdzić, że kierunki SW—NE występują również w gnejsach oraz ortoamfibolitach i serpentynitach. Serpentynity i ortoamfibolity przecinają koło Bystrzycy Górnej zarówno gnejsy warstewkowe, jak i granulity, a więc są od nich młodsze. Nie można zatem traktować wszystkich struktur kierunkowych SW—NE jako lineacji przetrwałej z okresu panowania warunków facji granulitowej.

Drugim teoretycznym założeniem jest możliwość równoczesnego powstania krzyżujących się fałdów (*cross folding*), co eksperymentalnie udowodnił S. Bhattacharji (1958). Znane jest również z Finlandii przenikanie się różnokierunkowych struktur swekofenidów (E—W) i karolidów (NNW—SSE) w strefie granicznej tych prekambryjskich systemów fałdowych. Jak wiadomo z prac A. A. Połkanowa i E. K. Gerlinga (1961) oraz A. Simonena (1963), orogeneza i metamorfoza formacji swekofenidów i karolidów szacowana jest na 1750—1850 milionów lat.

W Górach Sowich możliwość równoczesnego rozwoju dwóch krzyżujących się systemów fałdów jest mało prawdopodobna z następujących względów:

1. Nie stwierdzono w Górach Sowich takich fałdów krzyżujących się, jakie uzyskał na drodze eksperymentalnej Bhattacharji.

2. Obserwowano natomiast, jak fałdy o kierunku SW—NE deformowały lineację o przebiegu NW—SE, o czym była już mowa poprzednio.

3. Efekty przebudowy struktur starszych — B_1 (NW—SE) — przez struktury fałdowe młodsze — B_2 (SW—NE) — zaznaczają się coraz słabiej w miarę jak oddalamy się z północy na południowy wschód. Wskazuje to, iż kompresja kontrolująca i wyzwalająca fałdowanie o kie-

runku osi struktur liniowych SW—NE skierowana była z północnego zachodu i doprowadziła do wyraźnej intensywnej przebudowy starszych struktur B_1 , zwłaszcza w północnej części Gór Sowich. Między Zagórzem Śląskim a Walimiem i Glinnem alternują jeszcze ze sobą różne kierunki struktur liniowych. Na południowy wschód od linii Głuszyca-Bojanice wpływ wspomnianej kompresji zaznacza się undulacją osi starszych struktur (B_1) i miejscami ich rotacją w kierunku wschodnim.

4. Młodsze struktury fałdowe systemu B_2 powstawały w gnejsach o różnej plastyczności. Z fazą tą wiązać należy zapewne brekcjowanie gnejsów warstewkowych koło Lubachowa i Potoczka, zabliznione później przez rekrytalizację i homogenizację gnejsów o uziarnieniu granitowym. Tam gdzie plastyczność gnejsów zmigmatyzowanych była większa (w obszarze północnym), powstawały fałdy obalone ku południowi w stronę tej części gnejsów obszaru środkowego i południowego, która wskutek mniejszej być może plastyczności nie uległa przemodelowaniu przez fałdowanie młodsze.

5. Różnokierunkowe systemy spękań skalnych dają na diagramach maksima w płaszczyźnie ac współczesnych deformacji, prostopadłej do osi b . Zależność tę obserwuje się na obszarze północnym i środkowym. Spękania prostopadłe do osi B_1 i B_2 świadczą o ich tensyjnym charakterze i przynależności do dwóch różnych systemów fałdów.

6. Równoleżnikowe kierunki osi fałdów w zachodniej części doliny Bystrzycy w małym tylko stopniu wykazują ślady przebudowy przez system fałdów B_2 . Dlatego można przypuszczać, że uformowały się one w okresie fałdowań o kierunku NW—SE (B_1) i ulegały na stopnie prawie w całości rotacji w kierunku przeciwnym ruchowi wskazówek zegara, podobnie jak miało to prawdopodobnie miejsce w masywie Wielkiej Sowy (Grocholski 1964b).

7. Kompresja, dzięki której powstały struktury liniowe systemu B_2 , zaznaczyła się rozwojem tekstur kierunkowych (SW—NE) nie tylko w granulitach i gnejsach, ale również w młodszych od tych skał serpentynitach i ortoamfibolitach, o czym wspominałem przy innej sposobności.

Kończąc omawianie struktur liniowych, pragnę zwrócić uwagę na struktury fałdowe, które mogą być starsze od lineacji B_1 . W kilku odosobnionych wypadkach obserwowałem w południowej części Gór Sowich struktury liniowe o kierunku zbliżonym do południkowego, stromo zanurzające się na południe. Były to ślady fragmentarycznie zachowanych fałdów w silnie przekrytalizowanych gnejsach migmatytowych, starsze od otaczających je i deformujących fałdków o kierunku NW—SE. Ilość tych

miarów i obserwacji była jednak zbyt mała, aby zaznaczyły się na diagramach lineacji. Podobne struktury o kierunku południowym notałem w dolinie Bystrzycy i Pełcznicy. Spordyczność tych spostrzeżeń nie pozwala na wyciągnięcie wniosków ogólnych.

Do drobnych struktur liniowych zaliczane są również *struktury budinażowe* (E. Cloos 1946, Teisseyre 1964). Budinaż (fr. *boudinage*, ang. *sausage structure*, ros. *razlinzowanije*) tworzy struktury typowe dla skał kompetentnych (Lohest 1909, de Sitter 1956). Kompetentne skały występujące w otoczeniu skał bardziej plastycznych ulegają rozerwaniu w czasie ruchów tektonicznych. Budinaż powstaje w warunkach rozciągania (tensji) równoległe do osi fałdów lub niekiedy prostopadłe do nich na skrzyżowaniach fałdów (E. Cloos 1946). Struktury budinażowe zaznaczające się w gnejsach na terenie Szwecji opisał po raz pierwszy P. J. Holmquist (1920). Według M. D. Kryłowej (1960) w początkowych stadiach synkinematycznej migmatyzacji powstaje budinaż typu blokowego, a w fazach późniejszych budiny o typie soczewkowym.

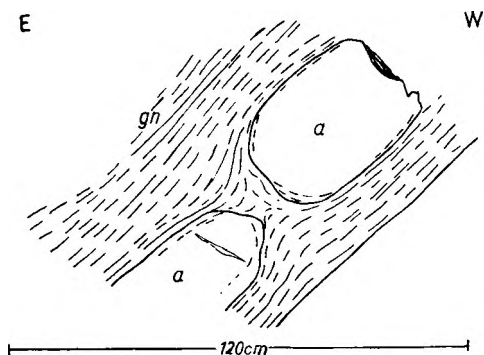


Fig. 10

Struktury budinażowe amfibolitów w gnejsach między Dzieńmorowicami a Modliszówem (odstąpienie 11/62)
a — amfibolit, gn — gneiss

Amphibolite boudinage in gneisses between Dzieńmorowice and Modliszów (outcrop 11/62)
a — amphibolite, gn — gneiss

Obserwacje i pomiary struktur budinażowych przeprowadzonych przeze mnie w Górach Sowich uzupełniają przedyskutowany częściowo materiał drobnych struktur i zdają się potwierdzać wnioski dotyczące następstwa czasowego lineacji B_1 i B_2 . Struktury budinażowe występują najliczniej w dolinie Bystrzycy i w środkowej części omawianego obszaru.

W północnej części Gór Sowich obserwowałem zjawiska budinażu w amfibolitach (fig. 10) i w gnejsach (fig. 11, pl. V, fot. 4). Są to zazwyczaj formy pośrednie między budinażem blokowym a soczewkowym. Blokowy budinaż

Fleksury

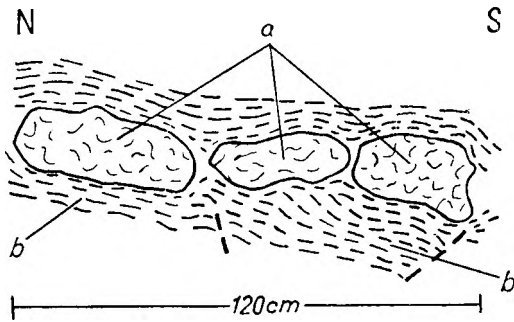


Fig. 11

Budinaż blokowo-soczewkowy w gnejsach migmatytowych na północnym zboczu doliny Bystrzycy w Jugowicach (odsłonięcie 23/63)

a — gnejsy o teksturach homofanicznych, b — gnejsy migmatytowe

Block-lenticular boudinage in migmatite gneisses on the north slope of the Bystrzyca valley at Jugowice (outcrop 23/63)

obserwowałem na skrzydłach fałdu nad jeziorem zaporowym na Bystrzycy (pl. V, fot. 3).

Wśród struktur liniowych typu budinażowego zaznaczają się wyraźne różnice w zależności od tego, czy kierunki badań budin należą do systemu lineacji b_1 , czy b_2 . W północnej części gnejsów sowiogórskich przeważają kierunki budinażu SW—NE. Odnosi się to zarówno do amfibolitów jak i do gnejsów leptytowych oraz gnejsów warstewkowych. W warstewkowych gnejsach migmatytowych obserwowałem typowe struktury „kiełbaskowe” bez rozerwania spójności budin. Przeważa tu jednak typ budin zbliżony do blokowego. Wskazuje to, iż kompetencja gnejsów warstewkowych w czasie powstawania fałdów o kierunku SW—NE była dosyć znacznie zróżnicowana.

W dolinie Bystrzycy obserwowałem również soczewkowane budiny amfibolitów, gnejsów hornblendowych, gnejsów lepidoblastycznych oraz gnejsów leptytowych, tkwiące wśród migmatytowych gnejsów warstewkowych. Budinaż ten wykazuje kierunek NW—SE i związany jest z synkinematyczną migmatytyzacją, w czasie której rozwinęła się lineacja b_1 . Ten rodzaj i kierunek budin występuje powszechnie w środkowej części Gór Sowich. Na obszarze południowym (w płytszych poziomach intersekcyjnych) struktury budinażowe spotyka się o wiele rzadziej. Wykazują one tendencję odchylenia swych kierunków ku wschodowi.

Kierunki i rozprzestrzenienie struktur budinażowych przedstawia mapa drobnych struktur (tabl. II) oraz mapa tektoniczna (tabl. I), na której między Sierpnicą a Rzeczką oraz na wschód od Kamionkowa widać liczne, zbudinażowane soczewy amfibolitów i serpentynitów starszej generacji.

Do odkształceń skalnych o charakterze ciągłym należą również w Górach Sowich fleksury powstałe na skrzydłach dużych fałdów. Obserwacji fleksur dostarczyły odsłonięcia w dolinie Bystrzycy oraz skałki rozrzucone między Rzeczką a Potoczkiem. Poza odosobnionymi przypadkami fleksury te wykazują bieg NW—SE z upadami skłonów fleksuralnych na NE, a w pojedynczych przypadkach na SW. Opisywane struktury posiadają zazwyczaj szerokość skłonu fleksuralnego od kilku decymetrów do kilku metrów. Fleksury są również strukturami liniowymi typu fałdowego. Fleksury obserwowane przeze mnie (tabl. II) przebiegają równolegle do systemu lineacji b_1 i są z nim związane genetycznie. Struktury te powstały w wyniku kompresji NE—SW.

W pobliżu uskoku śródsudeckiego widoczne są drobne, kilkucentymetrowej szerokości fleksury, których skłony fleksuralne zwrócone są na południowy zachód. Małe fleksury skłonny jestem wiązać z młodszymi, być może waryscyjskimi ruchami w strefie wielofazowej dyslokacji brzeżnej.

M. Dumicz (1960, 1964) opisał drobne fleksury z Gór Bystrzyckich. Mają one tam przebieg równoleżnikowy, z pochyleniem skłonów fleksuralnych ku południowi. Cytowany autor traktuje opisane przez siebie fleksury jako waryscyjskie, powstałe w wyniku kompresji skierowanej południkowo.

Spękania skalne

Z wykonanych w Górach Sowich kilku tysięcy pomiarów spękań skalnych wynika, że maksima tych spękań rozmieszczone są zazwyczaj prostopadle do kierunków lineacji, foliacji. Zależność tę ilustrują diagramy wykonane dla pomiarów z Doliny Bystrzycy (fig. 7g, h, i). Podobny związek widoczny jest również na diagramach spękań skalnych, zgnejsowania i lineacji dla masywu górskiego Wielkiej Sowy (Grocholski 1964b). Takie spękania skalne mają zazwyczaj gładkie równoległe powierzchnie, tworząc w odsłonięciu wyraźny system drobnych spękań. Powierzchnie tych spękań wykazują najczęściej strome upady, zwrócone w kierunku przeciwnym do kierunku zanurzenia się struktur liniowych. Występują one zatem w płaszczyźnie ac elipsoidy deformacji, w której oś b jest równoległa do osi fałdów B . Genezę takich spękań skalnych równoległych do płaszczyzny ac należy wiązać z tensją wzdłuż osi b . W obszarach, w których alternują ze sobą różne kierunki drobnych fałdów, również i kierunki spękań wykazują wyraźniejszą dyspersję (fig. 7i).

Słabsze maksima wykazują spękania, których powierzchnie przebiegają w przybliżeniu prostopadle do spękań poprzednich, a równoległe do lineacji *B*. Spękania te charakteryzuje zmienny kąt upadu. Powierzchnie omawianych obecnie spękań są nierówne i przecinają się pod ostrymi kątami. Taki system spękań, równoległy do osi fałdów, o zmiennym kącie upadu powierzchni spękań, odpowiada powierzchni *S*₃ na schemacie E. Clossa (1946) (ang. *fracture cleavage*, ros. *kliważ razłoma*). Najsłabsze maksima zaznaczały się na diagramach dla kierunków pośrednich w stosunku do kierunków omówionych. Omawiane spękania obserwowałem w pobliżu większych dyslokacji, na przykład w strefie sudeckiego uskoku brzeźnego. Są to prawdopodobnie młodsze systemy spękań o charakterze ścinającym. W drobnoziarnistych skałach metamorficznych spękania ścinające tną skałę na łatwo odspajalne bloczki deltoidowe. Podobny typ spękań ścinających jest również pospolity w skałach kwarcowych i pegmatytowych. Obserwuje się zazwyczaj trzy systemy spękań: równoległy do biegu żyły, poprzeczny do biegu żyły i ustawiony pod kątem 40—60° do biegu badanej żyły. Ten ostatni system powstał również w wyniku naprężeń ścinających.

W strefach silnego zaangażowania tektonicznego gnejsów koło Srebrnej Góry obraz spękań skalnych jest bardzo zmienny nawet w sąsiadujących ze sobą odsłonięciach.

Uwagi powyższe znajdują również potwierdzenie w diagramach spękań dołączonych do prac magisterskich wykonanych w rejonie Jodłownika (F. Stolarczyk 1963), Rościszowa (M. Pagunis 1964) i Walimia (T. Rut 1961). W niektórych rejonach, takich jak na przykład okolice Kamionkowa (A. Dendewicz 1962) lub koło Lutonii (M. Pagunis 1964), interpretacja złożonych diagramów spękań skalnych natrafiła na znaczne trudności. Trudności te są zrozumiałe, jeśli uświadomimy sobie, że gnejsy sowiogórskie i towarzyszące im skały ulegały w swej historii geologicznej wielokrotnie różnie skierowanemu naciskom górotwórczym. Młodsze ruchy tektoniczne powodowały deformacje starszych struktur i sprzyjały tworzeniu się nowych spękań i uskoku.

W t ó r n e z ł u p k o w a n i e

Wtórne złupkowanie genetycznie związane jest zazwyczaj z powstawaniem w polu sił naprężeń ścinających. Ze względu na kilkakrotne procesy rekrytalizacji gnejsów sowiogórskich, wtórne złupkowanie spotykane jest w Górach Sowich rzadko i to prawie zawsze w strefach młodych lub odmłodzonych dyslokacji. Na

związek z dyslokacjami typu uskokowego wskazuje również bieg powierzchni wtórnego złupkowania równoległy do powierzchni uskoku. Wtórne złupkowanie przecina sfałdowane gnejsy warstewkowe pod różnymi kątami. Zaznaczyć należy, że opisane przeze mnie wtórne złupkowanie nie odpowiada pojęciu złupkowania spekanioowego w takim znaczeniu, w jakim używa go H. Teisseyre (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) i M. Dumicz (1964). Wymienieni autorowie używają terminu *złupkowanie spękaniaowe* w znaczeniu *fracture cleavage*. Struktury te opisałem w rozdziale poprzednim przy omawianiu spękań skalnych.

DYSLOKACJE NIECIĄGŁE

Góry Sowie przecina gęsta sieć różnowiekowych dyslokacji (tab. I). Omówienie deformacji nieciągłych rozpocznę od charakterystyki dyslokacji brzeźnych, a następnie opiszę ważniejsze nasunięcia i uskoki wnętrza Gór Sowich.

D y s l o k a c j e b r z e ź n e

Zrąb gnejsów sowiogórskich położony jest między dwiema dużymi i ważnymi dyslokacjami: sudeckim uskokiem brzeźnym oraz uskokiem śródsudeckim. Obydwie strefy dyslokacyjne spotykają się w okolicy Srebrnej Góry. Północną część gnejsów sowiogórskich ograniczają w Sudetach (fig. 5): od zachodu przedłużenie dyslokacji Strumyka, od północnego zachodu przypuszczalna dyslokacja Szczawnika i od północy dyslokacja Szczawienka (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957).

Charakterystykę *poligenicznego systemu dyslokacji wzdłuż południowo-zachodniego brzegu gnejsów sowiogórskich* przedstawiłem już uprzednio (Grocholski 1958, 1959, 1961). Wzdłuż dyslokacji o kierunku NW—SE graniczą skały starokrystalicznej formacji sowiogórskiej z utworami karbońskimi niecki śródsudeckiej i struktury bardzkiej. Między Szczawnem a Głuszycą gnejsy sowiogórskie nasunięte są stromo (85—65°) na dolnokarbońskie warstwy wałbrzyskie i warstwy z Białego Kamienia (tabl. I i fig. 4 — przekrój A—A'). Na tym obszarze struktury gnejsowe tworzą z kierunkiem dyslokacji brzeźnej kąty ostre lub prawie proste.

Na odcinku między Głuszycą a Ludwikowicami gnejsy sowiogórskie ścięte są uskokiem o upadzie skierowanym w stronę niecki śródsudeckiej (ku SW). Amplituda uskoku śródsudeckiego na odcinku Gór Sowich jest rzędu 1000 m. Uskok ten ma charakter złożony i w morfologii

zaznacza się słabo. System dyslokacji brzeżnych między Głuszycą a Sierpnicą stanowi szereg równoległych uskoków schodowych, przeciętych mniejszymi uskokami poprzecznymi. Struktury gnejsowe przebiegają na tym odcinku zgodnie z kierunkiem dyslokacji brzeżnej. Między Ludwikowicami a Srebrną Górą strefa uskoku śródsudeckiego uległa kilkakrotnie przebudowie i rozczłonkowaniu przy wybitnym współdziałaniu również faz ruchów warwencyjskich. Strefa zaangażowania tektonicznego skał metamorficznych wzdłuż dyslokacji brzeżnej rozszerza się ku południowemu wschodowi.

Struktury gnejsowe są w strefie kataklazy zrotowane w różnych kierunkach. W strefie uskoku śródsudeckiego ukazują się łuski gnejsowe wśród osadowych skał karbońskich. Na obszarze gnejsowym powstał rów Golca wypełniony utworami namurskimi (Grocholski 1958, 1961). Koło Srebrnej Góry, na granicy gnejsów sowiogórskich z dolnym karbonem struktury bardzkiej, występują mylonity, porwaki tektoniczne oraz łuski skał przedkarbońskich i utwory żyłowe w strefie uskoku śródsudeckiego i sudeckiego uskoku brzeżnego. W strefie tej drugiej dyslokacji, w obrębie struktury bardziej ukazują się gnejsy z Mikołajowa. Gnejsy te stanowią przedłużenie gnejsów sowiogórskich ku południowemu wschodowi.

Sudecki uskok brzeżny biegnie, jak wiadomo, od okolicy Bolesławca na północnym zachodzie po masyw gnejsowy Pradziada na południowym wschodzie. Uskok ten przecina, jak wspominałem na wstępie, krę sowiogórską, dzieląc ją na część górską i przedgórską. Na odcinku Gór Sowich dyslokacja ta zaznacza się bardzo wyraźnie w morfologii. Amplituda sudeckiego uskoku brzeżnego szacowana jest na 600 m koło Pieszyc. Zrzut pionowy tego uskoku koło Mikołajewa ocenia J. Oberc (1957) na około 320 m. Według L. Pernarowskiej (1964), względne obniżenie przedgórskiej części kry gnejsowej w stosunku do Gór Sowich jest rzędu 450 m. Elewacja Glinna zaznacza się w przebiegu sudeckiego uskoku brzeżnego odchyleniem kierunku biegu tego uskoku ku wschodowi koło Lutomi. Cały uskok w obrębie gnejsów sowiogórskich przykrywają utwory czwartorzędowe w postaci gruzu grawitacyjnego, glin zboczowych i peryglacialnych utworów soliflukcyjnych (Dumanowski 1961).

Sudecki uskok brzeżny powstał według H. Cloosa (1922) w okresie ruchów warwencyjskich. Odnowienie ruchów wzdłuż tego uskoku nastąpiło w trzeciorzędzie wraz z wypiętrzeniem *en block* Sudetów a wraz z nimi Gór Sowich względem przedpola sudeckiego. Słabe wstrząsy sejsmiczne w strefie omawianej dyslokacji notowane były na początku bieżącego stulecia.

Struktury gnejsowe Gór Sowich tylko częściowo przebiegają równolegle do sudeckiego uskoku brzeżnego. Większość kierunków lineacji i foliacji przecina dyslokację brzeżną pod kątem ostrym lub prostym, znajdując swe przedłużenie w przedgórskiej części bloku sowiogórskiego. Koło Lutomi, Nowej Bielawy i Jemnej lineacja zanurza się ku powierzchni uskokuwej. Ze strefą sudeckiego uskoku brzeżnego związanych jest szereg, przeważnie młodych dyslokacji równoległych i poprzecznych do uskoku. O ich młodym stosunkowo wieku świadczy dyslokowanie skał żyłowych, takich jak: porfiry, kersantyty i porfiryty oraz aplity uważane za intruzje warwencyjskie.

Zrąb Gór Sowich zanurza się w kierunku południowo-wschodnim i przechylony jest ku południowemu wschodowi. Wskazują na to diagramy lineacji. Tendencje takie zaznaczyły się jeszcze przed osadzeniem kulmu sowiogórskiego. Przemawia za tym fakt, że większość osadów kulmowych ma biegi zbliżone do W—E i NW.—SE z upadami na południe i południowy zachód (z wyjątkiem stref zdyslokowanych przez młode uskoki warwencyjskie i trzeciorzędowe).

Północna granica kry gnejsowej w Sudetach przebiega wzdłuż *dyslokacji Szczawienka* od dyslokacji Szczawnika koło Szczawna Zdroju po sudecki uskok brzeżny. Wiek tej dyslokacji nie jest dokładnie znany. Należy przypuszczać, iż jest on związany z początkami rozwoju depresji Świebodziec w górnym dewonie. Wzdłuż tej dyslokacji o przebiegu równoleżnikowym graniczą ze sobą gnejsy sowiogórskie i zlepieńce oraz łupki górnego dewonu depresji Świebodziec. W strefie opisywanej dyslokacji nieliczne odsłonięcia pozwalają na stwierdzenie kataklazy i mylonityzacji gnejsów. Strefa silnego tektonicznego zaangażowania gnejsów sowiogórskich wzdłuż ich północnej granicy jest wąska — od kilku do kilkunastu metrów. Rozszerza się ona jednak w pobliżu dyslokacji biegnących poprzecznie i ukośnie do dyslokacji głównej, jak widać to w okolicy Pogorzalej i w pobliżu sudeckiego uskoku brzeżnego. Kierunki foliacji przebiegają w północnej części gnejsów przeważnie z południowego zachodu na północny wschód, jednak w pobliżu dyslokacji *Szczawienka* ulegają rotacji tak, iż biegi ich są równoleżnikowe. Wergencja drobnych fałdów w rejonie dyslokacji brzeżnej jest północna i północno-zachodnia. Osady dewońskie na granicy z gnejsami mają upady warstw skierowane ku północy, w stronę podłużnej osi depresji Świebodziec. W jednym przypadku, w dolinie Pełcznicy w Szczawienku, stwierdziłem w bezpośrednim sąsiedztwie dyslokacji *Szczawienka* upady piaskowców i zlepieńców dolnego karbonu skierowane pod kątem 80° na południe.

Koło Szczawna Zdroju dyslokację Szczawienka i dyslokację Strumyka ścina ukośnie *dyslokacja Szczawnika*. Jest to uskoki biegnący w dolinie potoku Szczawnik, który zrzuca zlepienie z Chwaliszowa w kierunku północno-zachodnim względem gnejsów (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957).

Dyslokacje wewnętrzne

Jak widać na mapie (fig. 5), Góry Sowie przecinają liczne uskoki. Uskoki i nasunięcia wykreślone zostały na podstawie bezpośrednich obserwacji w odsłonięciach skalnych, na podstawie analizy intersekcyjnej mapy geologicznej, rozmieszczenia źródeł szczelinowych, przesłedzenia stref występowania brekcji i kataklazytów również w materiale zwietrzelinowym oraz za pomocą pomiarów drobnych struktur rotowanych zazwyczaj w strefach nasunięć i uskoków. W stosunkowo dobrze odsłoniętej dolinie Bystrzycy stwierdziłem na odcinku około piętnastokilometrowym ponad 100 dyslokacji nieciągłych (fig. 6a i b). Sieć uskoków i nasunięć ulegać będzie w Górach Sowich dalszemu zagęszczeniu w miarę postępu prac geofizycznych i górniczych projektowanych przez przedsiębiorstwa poszukiwawcze w terenach gorzej odsłoniętych.

Na poważne trudności napotykają próby określenia wieku geologicznego dyslokacji przecinających formację starokrystaliczną. Komplikacje te wynikają stąd, że gnejsy sowiogórskie otaczają jednostki strukturalne przeważnie o wiele młodsze od kry gnejsowej, a w samych Górach Sowich udokumentowane paleontologicznie są tylko skały karbońskie. Pewną wskazówką dla rozważań wieku dyslokacji stanowią skały żyłowe, takie jak: porfiry, kersantyty i niektóre aplity związane z orogenezą waryscyjską. Możemy zatem wnioskować o uskokiach przedwaryscyjskich i powaryscyjskich. Wiek znacznej części dyslokacji sowiogórskich jest jednak nie oznaczony z braku dostatecznych kryteriów oceny ich następstwa czasowego.

Stare uskoki przedwaryscyjskie powstały prawdopodobnie w okresach przedkambryjskich ruchów fałdowych. Z okresu poprzedzającego nastanie warunków facji granulitowej znane są relikty blastomylonitów. Późniejsza migmatytyzacja i towarzyszące jej ruchy tektoniczne oraz przekrystalizowanie gnejsów uniemożliwiły rekonstrukcję przebiegu tych starych dyslokacji. W interwale czasu między konsolidacją gnejsów warstewkowych utworzonych w czasie synkinematycznej migmatytyzacji (i związanej z nią lineacji b_1) a rekrystalizacją i homogenizacją teksturalną gnejsów

granoblastycznych miały miejsce ruchy fałdowe (powstanie lineacji b_2). W czasie tych młodszych ruchów fałdowych a przed rekrystalizacją i homogenizacją gnejsów tonalitopodobnych doszło do brekcjowania gnejsów warstewkowych. Strefy tego zbrekcjowania o kierunku $150-190^\circ$ zachowały się w formie reliktyw wśród gnejsów homofanicznych koło Lubachowa i Potoczka.

Młodszy od wymienionych dyslokacji, ale o założeniach starych, przedwaryscyjskich, wydają się być dyslokacje o kierunku południkowym i NW—SE, w strefie których pojawiły się gabra i serpentynity młodszej generacji. Intruzje te, jak wspomniałem poprzednio, wiążą się wiekowo z analogicznymi skałami występującymi w obramowaniu kry sowiogórskiej. Gabra i serpentynity towarzyszą strefie uskoku śródsudeckiego między Sierpnicą a Woliborzem oraz strefie dyslokacji Pniaki—Kamionkowo—Rościszów.

Dyslokacja Pniaki — Kamionkowo — Rościszów o kierunku północ-południe przecina całe Góry Sowie, dzieląc je na część środkową i południową. W zachodnim skrzydle tego uskoku zrzuczone zostały ku zachodowi gnejsy i kulm z Kamionkowa względem gnejsów w skrzydle wschodnim. W rejonie Kamionkowa omawiana dyslokacja tworzy system uskoków rozdzielających się w kierunku północnym i północno-wschodnim. Uskoki te zaznaczają się wyraźnie w morfologii między Kamionkowem a Pieszcami. Wysokość zrzutu uskoku Pniaki—Kamionkowo—Rościszów jest niejednakowa. W rejonie Kamionkowa szacują ją na kilkaset metrów. Omawiana dyslokacja uległa prawdopodobnie odmłodzeniu w wyniku kompresji działającej w kierunku równoleżnikowym w czasie nasuwania się moldanubiku ku wschodowi. Kilka nakładających się na siebie generacji rys ślizgowych w strefie tego uskoku wskazuje na nierównoczesne ruchy pionowe o przeciwnym znaku (Grocholski 1964a). Z ruchami waryscyjskimi wiązać należy procesy hydrotermalne, które doprowadziły do lokalnego okruszczenia strefy uskokowej w okolicy Rościszowa i Kamionkowa. Koło wymienionych miejscowości znajdowały się w XIX wieku tereny badań górniczych zezwalających na eksploatację srebra i towarzyszących mu kruszców.

Podobnie stare założenia tektoniczne zdają się mieć również dyslokacje biegnące w kierunku Rościszowa i Padola. W strefach tych uskoków występują hiperyty (tabl. I i fig. 5). Dyslokacje te ulegały odmłodzeniu po intruzji waryscyjskich skał żyłowych, gdyż przecinają i przemieszczają porfiry. W uskoku biegnącym przez górę Sokół i Wielką Sowę zrzucana jest

południowo-wschodnia część gnejsów Wielkiej Sowy ku SE (Grocholski 1964b). W rowie tektonicznym między dyslokacjami Wielkiej Sowy i Kamionkowa osadziły się i zachowały utwory kulmu z Sokolca i Kamionkowa.

Przedkulumowe założenia zdają się mieć i inne dyslokacje o kierunku zbliżonym do południkowego, jak na przykład strefa dyslokacyjna Rzeczeki i związana z nią strefa mylonityczna Rzeczeki. Wśród występujących tam mylonitów i brekcji gnejsowych nie stwierdziłem obecności materiału osadowego kulmu sowiogórskiego. System spękań, rys ślizgowych i kilkakrotne rozwijanie się w strefie mylonitycznej procesów hydrotermalnych zablizniających starsze deformacje, wskazuje na wielofazowy oraz długo trwający rozwój stref dyslokacyjnych Rzeczeki. Wiekowymi odpowiednikami dyslokacji Rzeczeki są prawdopodobnie mylonity w strefach dyslokacji o przebiegu południkowym w rejonie Przełęczy Woliborskiej, na wschodnich zboczach Karczmarki koło Grodziszczka i w okolicy Podlesia oraz Przygórza. Jak widać to na przykładzie strefy mylonitycznej Rzeczeki i innych dyslokacji ograniczających zapadliska kulmu sowiogórskiego, niektóre dyslokacje o przebiegu południkowym włączone zostały w system dyslokacji młodszych o kierunku NW—SE, przecinających pod kątem około 20° struktury fałdowe systemu B₁.

W strefie tektonicznej Rzeczeki granitognejsy tworzą wąski zgrab między dwoma uskokiemi zrzucającymi ku SW i NE gnejsy lepidoblastyczne i warstewkowe (względem gnejsów serii oczkowej). Gnejsy mikroklinowe (granitognejsy) w obrębie tego wąskiego zrębu są skatklazowane i częściowo blastomylonityczne.

Za dyslokacje waryscyjskie uważane są uskoki grawitacyjne ograniczające zapadliska tektoniczne, w których zachowały się osady karbońskie. Jak wynika to z przedstawionych przykładów z okolicy Kamionkowa i Rzeczeki, geneza dyslokacji ograniczających wystąpienia

kulmu sowiogórskiego jest złożona i wiązanie powstania tych dyslokacji z jakąś jedną fazą górotwórczą jest problematyczne.

Spośród dyslokacji waryscyjskich i młodszych oraz dyslokacji odnowionych w czasie ruchów waryscyjskich o kierunku ENE—WSW i NE—SW wymienić można uskoki, które przecinają w części środkowej Gór Sowich osady kulmu i żyły porfirowe oraz kersantytowe. Również młodsze (lub odmłodzone po dolnym karbonie) dyslokacje o kierunku południkowym występują na całym obszarze Gór Sowich. Widoczne są one w kulumie z Sokolca, ograniczają one górny karbon w rowie Golca, stwierdzone były w sąsiedztwie żył porfiryków i kersantytów o tym kierunku koło Rościszowa i Srebrnej Góry.

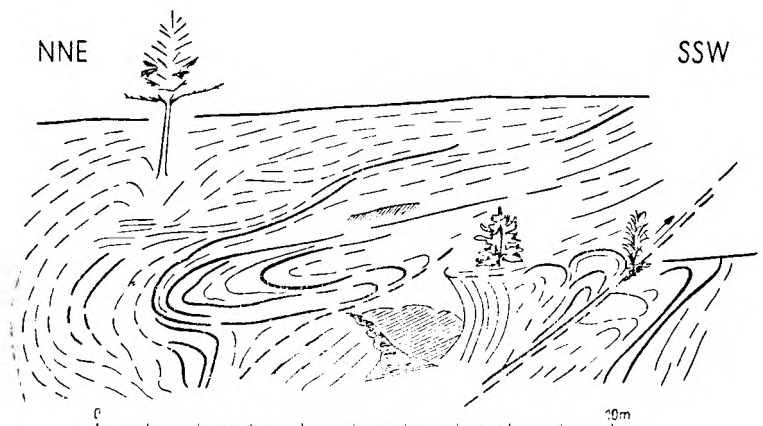
Do dyslokacji waryscyjskich zaliczyć również należy nasunięcia ku zachodowi i południowemu zachodowi. Biegi powierzchni tych nasunięć są w przybliżeniu równoległe do nasunięcia gnejsów na warstwy wałbrzyskie i zlepienie warstw z Białego Kamienia stwierdzone w strefie dyslokacji brzeżnej gnejsów koło Głuszycy, Jedlinki i Jedliny Zdroju (Grocholski 1961). System stromych nasunięć ku południowemu zachodowi obserwowałem wraz z prof. dr H. Teisseyre'm w odsłonięciach gnejsów w rejonie stacji kolejowej w Jugowicach (fig. 12). Podobnie skierowane nasunięcia notowałem również w innych częściach północnej części gnejsów sowiogórskich (fig. 12). Nasunięcia te biegną diagonalnie do struktur fałdowych (przedwaryscyjskich) i deformują je. Jeśli wszystkie obserwowane przeze mnie nasunięcia strefy brzeżnej gnejsów i nasunięcia występujące na wschód od dyslokacji brzeżnej pochodzą z tego samego czasu, to muszą być one młodsze od diagenety warstw z Białego Kamienia.

O mezozoicznych i trzeciorzędowych dyslokacjach w Górach Sowich nic pewnego nie można powiedzieć ze względu na brak osadów

Fig. 12

Struktury fałdowe w gnejsach migmatytowych obserwowane w odsłonięciu na dworcu kolejowym w Jugowicach. Widoczny skręt synklijalny dużego fałdu o wergencji SSW. Na prawo od niego mniejsze fałdy uległy złuskowaniu w strefie stromych nasunięć na SSW

Fold structures in migmatite gneisses observed in exposure at the Jugowice railway station, showing the synclinal bend of a major fold with a SSW direction sense of movement. To the right minor folds have been scaled within the zone of steep SSW overthrust



triasowych i kredowych w bliskim sąsiedztwie sowiogórskiego bloku gnejsowego. Danych odnoszących się do dyslokacji trzeciorzędowych dostarczą zapewne badania strukturalne na przedpolu sudeckim, gdzie utwory trzeciorzędowe osadzały się bezpośrednio na skałach formacji starokrystalicznej.

Przebieg różnowiekowych dyslokacji w dolinie Bystrzycy przedstawiają diagramy na figurze 6a i b. Oznaczenie wieku uskoków, z którymi w Górach Sowich nie są związane skały żyłowe jest trudne i często hipotetyczne. Uskoki, w obrębie których występują żyły serpentynitów i pegmatytów, uważam za przedkulmowe. Kierunki tych żył i uskoków mają dużą dyspersję wskazującą na znaczne zróżnicowanie systemów dyslokacyjnych jeszcze przed osadzeniem się utworów dolnokarbońskich.

Na diagramie konturowym widać, że najmniej jest dyslokacji o kierunku NE i SW z upadem powierzchni uskokowych na NW (fig. 6b).

W dolinie Bystrzycy najliczniej występują uskoki o kierunku równoleżnikowym ($95/80^{\circ}\text{S}$) i kierunku NW—SE ($145/80^{\circ}\text{NE}$) oraz uskoki o biegu zbliżonym do południkowego ($175/80^{\circ}\text{W}$ i $5/70^{\circ}\text{E}$). Z tego, co powiedziałem o dyslokacjach obszaru południowego i środkowego Gór Sowich, można wnioskować, że również uskoki przecinające dolinę Bystrzycy pochodzą z okresów różnych faz górotwórczych.

Podobnie jak w dolinie Bystrzycy, w obszarze gnejsowym leżącym na północny zachód od niej występują liczne uskoki o kierunku NW—SE i o przebiegu zbliżonym do południkowego. Uskokom tym towarzyszy często mineralizacja związana z wartyjskimi procesami hydrotermalnymi. Uskoki posiadające upady powierzchni dyslokacyjnych skierowane na zachód lub południowy zachód charakteryzuje obecność w szczelinach uskokowych kalcytu, kwarcu związków miedzi i innych pierwiastków. Dyslokacje, których powierzchnie uskokowe wykazują upady przeciwne do poprzednio wymienionych lub strome, sprzyjały często powstawaniu żył barytowych i towarzyszących im miejscami związków cynku oraz ołowiu.

Ogólne tendencje przestrzennych przemieszczeń gnejsów sowiogórskich w obrębie młodych lub odmłodzonych stref uskokowych przedstawia diagram punktowy rys ślizgowych (fig. 8) i mapa drobnych struktur (tabl. II). Na 166 wykonanych pomiarów $1/3$ wskazuje na prawie poziome przesunięcia wzdłuż powierzchni uskokowych. Należą tu przede wszystkim młode uskoki listwowe oraz starsze uskoki grawitacyjne odmłodzone w okresie

młodszych ruchów tektonicznych. Na dyslokacje strome, prawie pionowe przypada $1/6$ wykonanych pomiarów, zaś pozostałe stanowią połowę zmierzonych rys ślizgowych. W pierwszym kwadrancie diagramu mieści się 69 pomiarów. Prawie $2/3$ pomiarów ma względny kierunek przemieszczeń o charakterze uskokowym NE—SW, czyli prostopadły do dominującego kierunku struktur fałdowych (B_1). Wpływ dyslokacji brzeżnych o kierunku NW—SE na rozwój dyslokacji równoleżnikowych do tego kierunku we wnętrzu Gór Sowich jest stosunkowo niewielki i ogranicza się głównie do okolicy Bielawy i Głuszycy. Natomiast znaczna część rys ślizgowych o kierunku równoleżnikowym w dolinie Bystrzycy koło Lubachowa pochodzi ze stref uskoków grawitacyjnych o kierunku południkowym (zrzucających gnejsy ku zachodowi). Rysy ślizgowe grupujące się w pierwszym (NE) kwadrancie diagramu wiążą się z nasunięciami ku zachodowi, jak to obserwowałem w okolicy Jugowic. Charakterystyczne są również stosunkowo liczne ześlizgi ku S i SW między nową Wsią a Srebrną Górą.

PRZEWODNIE RYSY TEKTONIKI GÓR SOWICH Z WYRÓŻNIENIEM ELEMENTÓW STRUKTURALNYCH

Wydźwignięty w trzeciorzędzie zrzęb Gór Sowich stanowi fragment głębokiego podłoża Sudeatów Środkowych. Góry Sowie są regionem, o którym z największym prawdopodobieństwem można mówić, że główne przefaldowanie gnejsów nastąpiło w prekambryze (Teisseyre 1964).

Na podstawie przedstawionego i przedyskutowanego przeze mnie materiału z Gór Sowich uważam, że główne prekambryjskie ruchy fałdowe związane były z synkinematyczną migmatytyzacją krystalicznej formacji sowiogórskiej. Wynikiem tych ruchów górotwórczych było powstanie struktur fałdowych o kierunku około 125° (B_1), zanurzających się ku południowemu wschodowi, z wergencją południowo-zachodnią. Jądra takich fałdów zbudowane są często z gnejsów mikroklinowych serii oczkowej.

Zarysy starszych struktur fałdowych (B_0) z okresu progresywnej metamorfozy, poprzedzającej procesy anatekcyjne i synkinematyczną migmatytyzację, zostały prawie w zupełności zatarte, a nieliczne reliktywne elementy strukturalne uległy włączeniu w budowę fałdową w czasie głównych ruchów prekambryjskiej orogenezy.

Po konsolidacji struktur systemu B_1 (utworzonych w związku z synkinematyczną migmatytyzacją) nastąpiła częściowa przebudowa tych

struktur. W wyniku kompresji, która spowodowała tę przebudowę, powstały, zwłaszcza w północnej części gnejsów sowiogórskich, fałdy o kierunku NE—SW (B_2). Zaznaczyły się również objawy zbrekcjowania, kataklazy i rotacji struktur powstałych w głównym okresie fałdowania. Osie fałdów systemu B_1 uległy undulacji w czasie formowania fałdów systemu B_2 . Procesom tym towarzyszyły lokalnie objawy mobilizacji gnejsów migmatytowych.

Z powstawaniem obydwu systemów fałdowych B_1 i B_2 związane były niewielkie intruzje różnych generacji skał gabroidalnych i peridotytowych (metabazytów).

Po wymienionych okresach ruchów fałdowych nastąpiła co najmniej dwukrotna rekrytalizacja gnejsów sowiogórskich. Jedną związaną z przekryształowaniem gnejsów o homofanicznych teksturach (tonalitopodobnych) w warunkach ciśnień statycznych i druga, młodsza, wywołana procesami diaforezy w związku z ruchami kaledońskimi lub wczesnowaryscyjskimi. Procesy rekrytalizacji zbliżniły częściowo ślady dawniejszej kataklazy na południu i na południowym zachodzie Gór Sowich.

W dobie ruchów waryscyjskich struktury sowiogórskiej formacji starokrystalicznej uległy intensywnym odkształceniom dysjunktywnym. Góry Sowie zachowały się wówczas podobnie, jak masyw krystaliczny Rodopów w okresie alpejskich ruchów górotwórczych, chociaż oczywiście skala tych zjawisk była w Górach Sowich odpowiednio mniejsza. W regionie sowiogórskim powstawało w karbonie szereg rowów i zrębów tektonicznych. Liczne były objawy brekcjowania, zwłaszcza w płytszych poziomach intersekcyjnych i w strefach uskokuwanych. Zapadliska tektoniczne wypełnione osadami kumulowymi założone zostały miejscami w strefach dawniejszych elewacji podłoża krystalicznego. Z okresem ruchów waryscyjskich wiązało się odmłodzenie starszych stref dyslokacyjnych i zagęszczenie złożonej sieci uskoków dzięki powstaniu młodych systemów uskokuwanych.

Obniżenie albo podniesienie poszczególnych fragmentów (bloków) skał krystalicznych ograniczonych różnowiekowymi uskokami pozwala na wydzielenie jednostek strukturalnych Gór Sowich, zwłaszcza tam, gdzie w obrębie takich jednostek zaznaczają się struktury o różnym wieku i kierunku. Miejscami obserwuje się również różnice między inwentarzem skalnym poszczególnych jednostek strukturalnych.

Obszar gnejsów sowiogórskich podzieliłem na trzy części: północną, środkową i południową, które z kolei składają się z mniejszych elementów strukturalnych (fig. 13).

Obszar północny

Obszar północny obejmuje część Pogórza Wałbrzyskiego i najbardziej na północny zachód wysuniętą partię właściwych (w sensie geograficznym) Gór Sowich, łącznie z doliną Bystrzycy od Głuszycy i Jedlinki po Bystrzycę Górną. Teren ten jest bardzo nierównomiernie odsłonięty.

Poszczególne elementy strukturalne związane genetycznie z paragnejsami i migmatytami są niezbyt wyraźnie zindywidualizowane.

Pod względem petrograficznym obszar północny charakteryzuje obecność gnejsów kordierytowych, nieznanych w innych częściach Gór Sowich. W rejonie północnym spotykamy największe i najliczniejsze wystąpienia granulitów sowiogórskich, na przykład granulity na północ od Zagórza Śląskiego i granulity z Bystrzycy Górnej. Wzdłuż północnej i zachodniej strefy brzeżnej obszaru gnejsowego zaznacza się przewaga paragnejsów lepidoblastycznych nad migmatytowymi gnejsami warstewkowymi.

W najbardziej na północny zachód wysuniętej części gnejsów sowiogórskich między Szczawnem Zdrojem a okolicą Poniatowa występują również gnejsy mikroklinowe, drobnołuseczkowe gnejsy i migmatyty oraz skały zbliżone składem mineralnym do granulitów o podwyższonej zawartości skalenia potasowego. Obszar ten proponuję nazwać *elementem Piaskowej Góry*. Południowo-wschodnią granicę rejonu Piaskowej Góry wyznaczają uskoki biegnące od dyslokacji Szczawienka (na północy) w stronę Poniatowa i skręcające ku południowemu zachodowi. Lineacja w tym elemencie zanurza się ku północnemu wschodowi i ku północy, zwłaszcza w dolinie Pełcznicy (tabl. II).

Drugi element stanowią *gnejsy kordierytowe Dzieńmorowic*. Oligoklazowo-biotytowe gnejsy migmatytowe i paragnejsy zanurzają się ze wszystkich prawie stron pod gnejsy kordierytowe, które zdają się być związane ze starą formą depresyjną (fig. 4, przekrój A—A'). W gnejsach kordierytowych notowano kierunki lineacji NW—SE i SW—NE aż do równoleżnikowych. Wergencja drobnych fałdów w okolicy Dzieńmorowic posiada prawie zawsze składową południową.

Osobny rejon tworzą homofaniczne gnejsy na północ od Lubachowa, który proponuję nazwać *elementem Nieganowa*. Granice tego elementu mają z trzech stron charakter tektoniczny. Od zachodu w dolinie Złotnicy nie obserwuje się wyraźnej granicy między gnejsami warstewkowymi i homofanicznymi. Rekrytalizacja gnejsów w okolicy Lubachowa

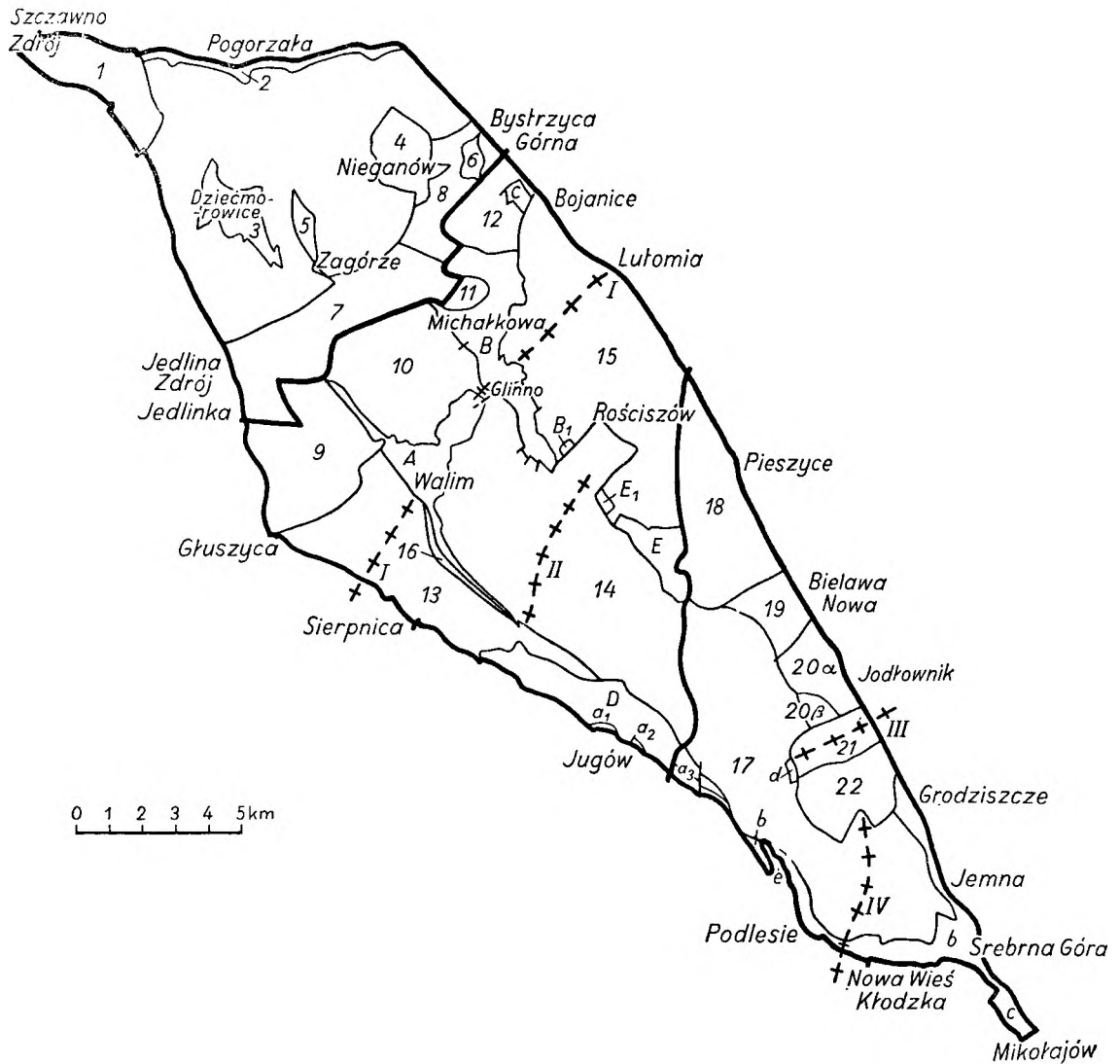


Fig. 13

Podział Gór Sowich na jednostki tektoniczne

Obszar północny: 1 — element Piaskowej Góry, 2 — strefa dyslokacyjna Szczawienka, 3 — gnejsy kordierytowe Dziećmorowic, 4 — element Nieganowa, 5 — granulity z Zagórza, 6 — granulity z Bystrzycy Górnej, 7 — zachodnia część doliny Bystrzycy, 8 — północno-wschodnia część strefy doliny Bystrzycy; obszar środkowy: A — kulm z Walimia, B — kulm z Glinna (i Michałkowej), C — kulm z Bojanic, D — kulm z Sokolca, E — kulm z Kamionkowa, 9 — zrąb Jedlińskiej Kopy, 10 — zrąb Walimki i Młynówki, 11 — zrąb Michałkowej, 12 — zrąb Wawrzyna, 13 — jednostka Sierpnicy, 14 — zrąb Wielkie Sowy, 15 — zrąb Lutomi — Rościszowa, 16 — strefa dyslokacyjna Rzeczeki; obszar południowy: a_1 , a_2 , a_3 — łuski gnejsowe wśród skał karbońskich w strefie uskoku śródsudeckiego, b — strefa tektoniczna rejonu Srebrnej Góry, c — gnejsy z Mikołajowa, d — strefa tektoniczna Przełęczy Woliborskiej, e — rów tektoniczny Golca, 17 — centralna część obszaru południowego, 18 — zrąb Czyżyka, 19 — jednostka Chmieliny, 20 — jednostka Kuczaby (α) i Wiewiórka (β), 21 — zrąb Góry Czeszka, 22 — jednostka Karczmarki; I elewacja Glinna, II elewacja Jabłonki, III elewacja Czeszki, IV elewacja Gąsiorka, B_1 , E_1 — drobne wystąpienia kulmu na północ od Potoczka

Structural units of the Sowie Góry Mts.

Northern area: 1 — element of Piaskowa Góra, 2 — zone of Szczawienko dislocation, 3 — cordierite gneisses of Dziećmorowice, 4 — element of Nieganów, 5 — granulites of Zagórza Śląskie, 6 — granulites of Bystrzyca Górna, 7 — western part of the zone of Bystrzyca valley, 8 — north-eastern part of the zone of Bystrzyca valley; central area: A — Culm sequence of Walim, B — Culm sequence of Glinno (and Michałkowa), C — Culm sequence of Bojanice, D — Culm sequence of Sokolec, E — Culm sequence of Kamionkovo, 9 — horst of Jedlińska Kopa, 10 — horst of Walimka and Młynówka, 11 — horst of Michałkowa, 12 — horst of Wawrzyn, 13 — unit of Sierpnica, 14 — horst of Wielka Sowa, 15 — horst of Rościszów — Lutomia, 16 — dislocation zone of Rzeczek; southern area: a_1 , a_2 , a_3 — gneiss upthrust folds among Carboniferous rocks in the zone of the Inner Sudetic fault, b — tectonic zone of the region of Mt. Srebrna Góra, c — gneisses of Mikołajów, d — tectonic zone of the Wolibórz Pass, e — tectonic graben of Golca, 17 — central part of the southern area, 18 — horst of Czyżyk, 19 — unit of Chmielina, 20 — unit of Kuczaba (α) and Wiewiórka (β), 21 — horst of Mt. Czeszka, 22 — unit of Karczmarka; I — elevation of Glinno, II — elevation of Jabłonka, III — elevation of Czeszka, IV — elevation of Gąsiorek (between Podlesie and Nowa Wieś Kłodzka), B_1 and E_1 — small occurrences of the Culm north of Potoczek

i Nieganowa objęła różnowiekowe i różnokierunkowe struktury gnejsów warstewkowych oraz strefę ich zbrekcjowania o kierunku południkowym. Stopień homogenizacji materiału skalnego jest różny; występują tu często struktury nebulityczne z przejściami od gnejsów warstewkowych. Rejon ten charakteryzuje znaczna dyspersja kierunków drobnych struktur.

Odrębne elementy strukturalne tworzą *granulity z Zagórza Śląskiego* i *granulity Bystrzycy Górnej*. Granulitom tym towarzyszą ortoamfibolity, pirybolity i serpentynity zawierające miejscami granaty lub aktynolit. Struktury granulitów z Zagórza są mało poznane ze względu na niekorzystne odsłonięcie terenu. Dla innych granulitów w północnej części Gór Sowich najpospolitsze są struktury i tekstury o kierunku SW—NE.

W całym obszarze na północny zachód od doliny Bystrzycy kierunek lineacji B_2 (SW—NE) przeważa wyraźnie nad lineacją B_1 (NW—SE). Dolina Bystrzycy stanowi strefę przejściową od obszaru północnego o panującej lineacji systemu B_2 do pozostałej części Gór Sowich o dominującej lineacji systemu B_1 . W południowo-zachodniej części doliny Bystrzycy, od Głuszycy po zapórę wodną w Lubachowie, przeważają gnejsy warstewkowe o kierunkach równoleżnikowych. We wschodniej części doliny Bystrzycy, od Lubachowa po Bystrzycę Górną, maksima lineacji są rozproszone, lecz zaznacza się przewaga NW—SE kierunków lineacji B_1 nad kierunkami południkowymi i równoleżnikowymi. Charakterystyczne dla doliny Bystrzycy są liczne uskoki i młode nasunięcia. Większość tych dyslokacji wskazuje, że przemieszczenia mas skalnych odbywały się w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim. Dyslokacje o kierunku równoleżnikowym koło Jedlinki, Olszyńca, Niedźwiedzicy i Lubachowa wskazują na upady powierzchni uskokowych ku południowi.

Obszar środkowy

Obszar środkowy Gór Sowich położony jest między systemem dyslokacji doliny Bystrzycy a dyslokacją Pniaki—Kamionkowo—Rościszów (fig. 5 i 13). Środkową, największą część Gór Sowich charakteryzują zapadliska tektoniczne wypełnione osadami dolnego karbonu, liczne stosunkowo wystąpienia gnejsów fibrolitowych, gnejsów mikroklinowych serii oczkowej i gnejsów granoblastycznych w części środkowej i wschodniej. Pojawiają się tu również w zachodniej i południowej strefie obszaru gnejsy dwułyżczykowe.

W obszarze środkowym proponuję wydzielić następujące jednostki: *zapadliska i rowy tekto-*

niczne kulmu sowiogórskiego z Walimia, Glinna, Bojanic, Sokolca i Kamionkowa znane z dotychczasowej literatury oraz *zręby tektoniczne* znajdujące się między dyslokacjami brzeżnymi a obniżeniami tektonicznymi wypełnionymi utworami karbońskimi.

W części północno-zachodniej środkowego obszaru Gór Sowich zaznaczają się *waryscyjskie zręby*: Jedlińskiej Kopy między Głuszycą a Jawornikiem, zrab Walimki i Młynówki, w obrębie którego leżą dział Jawornicki, Babi Kamień i Dział Michałowski, niewielki zrab na północ od Michałkowej i zrab Wawrzyna między kulmem z Glinna a kulmem z Bojanic.

W części południowo-wschodniej obszaru środkowego wyróżniłem *rejon Sierpnicy, zrab masywu górskiego Wielkiej Sowy* (Grocholski 1964b) oraz *rejon Rościszowa—Lutomi*, stanowiący obszar wyniesiony między sudeckim uskokiem brzeżnym a obniżeniami tektonicznymi kulmu z Glinna i Kamionkowa.

Wymienione jednostki tektoniczne różnią się między sobą przebiegiem starszych struktur fałdowych oraz często składem petrograficznym. Różnice te zaznaczają się zwłaszcza między jednostkami położonymi z jednej strony między doliną Bystrzycy a linią Głuszycy—Glinno—Bojanice oraz zrębami tektonicznymi ograniczonymi dyslokacjami Głuszycy—Glinno—Bojanice i uskokiem Pniaki—Kamionkowo—Rościszów z drugiej strony. Elementy tektoniczne części północno-zachodniej nawiązują swą budową wewnętrzną do rejonu doliny Bystrzycy, zaś pozostałe jednostki gnejsowe związane są dosyć ściśle z obszarem południowym Gór Sowich.

Zrab tektoniczny Jedlińskiej Kopy ograniczają: od północy dyslokacja Jedlinki, od zachodu nasunięcie gnejsów na warstwy wałbrzyskie w niecce śródsudeckiej, na południu dyslokacje biegnące w przedłużeniu uskoku Łomnicy (Grocholski 1959) w kierunku kolonii Dołki i na wschodzie dyslokacja biegnąca w dolinie Jawornickiego Potoku. W jednostce Jedlińskiej Kopy występują paragnejsy lepidoblastyczne i gnejsy fibrolitowe oraz koło Głuszycy liczne ortoamfibolity pochodzenia gabrowego i młodsze od nich porfiry. Pojawiają się również drobne wystąpienia granitów. W części północnej osie drobnych fałdów zanurzają się ku SW, zaś na południu ku NW i NE. Przeważają równoleżnikowe kierunki foliacji.

Jednostka Walimki i Młynówki tworzą zrab otoczony od zachodu, południa i wschodu zapadliskami kulmu z Walimia i Glinna. Na południu granicę jednostki wyznacza również uskok biegnący od kolonii Dołki po obszar na wschód od Glinna. Na północ od Babiego Kamienia przebiegają dyslokacje o kierunku

WNW—ESE, wśród których powstał niewielki rów tektoniczny o tym samym kierunku. W zrębie tektonicznym Walimki i Młynówki przeważają gnejsy warstewkowe. Mniejszą rolę odgrywają gnejsy homofoniczne. Paragnejsy lepidoblastyczne ukazują się w obrębie starej formy depresyjnej i w strefach uskokowych na północy omawianej jednostki. Na Dziale Jawornickim występują serpentynity, a na Dziale Michałowskim — żyły hiperytów i sąsiadujące z nimi amfibolity przecięte miejscami pegmatytami z turmalinem. Jak wynika to z diagramów przedstawionych na figurach 6e, 6f, foliacja przebiega tu prawie równoleżnikowo, a lineacja ma znaczną dyspersję.

Niewielki zrzęb tektoniczny *Michałkowej* znajduje się wśród zapadlisk tektonicznych wypełnionych osadami kulmu z Glinna (i Michałkowej). Element ten jest zrzuty w stosunku do rejonu jeziora zaporowego na Bystrzycy, wzdłuż uskoku biegnącego od Działu Michałowskiego po północne zbocze wzgórza Kurasz (548 m). Jednostka Michałkowej zbudowana jest głównie z gnejsów warstewkowych i gnejsów smugowanych, niezbyt dobrze odsłoniętych.

Zrzęb *Wawrzyna* położony jest między dyslokacjami ograniczającymi kulm z Glinna (i Michałkowej) oraz Bojanic a dyslokacją biegnącą w kierunku SW—NE na północ od góry Lipiec (503 m). Jednostka ta zbudowana jest prawie wyłącznie z drobnowarstewkowych gnejsów migmatytowych. Odsłonięcia są tu nieliczne. W obszarze Wawrzyna przeważają kierunki lineacji NE—SW. Biegi foliacji są zmienne — zarówno NW—SE, jak i SW—NE. Struktury te nawiązują jeszcze do stosunków panujących w północnej części gnejsów sowiogórskich. Zrzęb Wawrzyna zdaje się być przechylony w stronę sudeckiego uskoku brzeźnego i kulmu z Bojanic.

Jednostka Sierpnicy ciągnie się od przedłużenia dyslokacji Łomnicy po kulm z Sokolca. Na południowym zachodzie sięga do uskoku śródsudeckiego, a od północnego wschodu ograniczona jest strefą dyslokacyjną Ręczki (Grocholski 1964b) i uskokiem przebiegającym wzdłuż oczkowych gnejsów mikroklinowych. Uskok ten zrzuca obszar Sierpnicy względem zrębu tektonicznego Wielkiej Sowy, na co zwracał już uwagę E. Kalkowsky (1878). W jednostce Sierpnicy przeważają gnejsy dwułyżczykowe (łuseczkowe i warstewkowe) nad gnejsami biotytoowymi. Występują tu również dwie strefy granitognejsów i liczne amfibolity. Przebiegi serii skalnych i kierunków struktur liniowych oraz foliacji są równoległe do dyslokacji brzeźnej gnejsów (NW—SE).

Jednostka (zrzęb) Wielkiej Sowy położona jest w środkowej części Gór Sowich między zapadliskami tektonicznymi kulmu z Walimia, Glinna, Sokolca i Kamionkowa. Na północy jednostkę tę ogranicza również uskok Dołki—Glinno, a na południowym wschodzie dyslokacja Pniaki—Kamionkowo. Na południowym zachodzie granicę między jednostką Wielkiej Sowy a jednostką Sierpnicy wyznacza dyslokacja biegnąca wzdłuż granitognejsów od rejonu góry Osówka przez Przełęcz Sokolą po kulm w okolicy Jugowa. Do jednostki Wielkiej Sowy zaliczam również obszar występowania gnejsów homofanicznych koło Potoczka, położony między kulmem z Glinna a kulmem Kamionkowa po dyslokację Rościszów — Padole (na północnym wschodzie). Zrzęb tektoniczny masywu górskiego Wielkiej Sowy scharakteryzowany został już uprzednio przez W. Grocholskiego (1964b). Za granicę południowo-wschodnią omawianej jednostki przyjmowałem wówczas dyslokację biegnącą przez Przełęcz Jugowską.

Oś podłużna zrębu tektonicznego Wielkiej Sowy o kierunku NW—SE przecięta jest szeregiem dyslokacji poprzecznych. W części północnej omawianej jednostki uskoki poprzeczne zrzucają gnejsy na północ od Wielkiej Sowy, zaś w części środkowej ku południowi. W północnej części omawianej jednostki przeważają gnejsy biotytowe lepidoblastyczne i warstewkowe, a w części południowej gnejsy dwułyżczykowe zróżnicowane pod względem strukturalnym oraz granitognejsy. Diagonalnie przez Małą i Wielką Sowę przebiegające gnejsy fibrolitowe stanowią przedłużenie analogicznych gnejsów Jedlińskiej Kopy, Włodarza i Moszny, występujących w poprzednio omówionych jednostkach.

W zrębie tektonicznym Wielkie Sowy dominują kierunki lineacji i foliacji NW—SE z lekkim odchyleniem ku wschodowi, a w gnejsach homofanicznych ku południowi.

Jednostka (zrzęb) Rościszowa—Lutomi położona jest między sudeckim uskokiem brzeźnym a kulmem z Bojanic, Glinna i Kamionkowa. Z homofanicznymi gnejsami z Potoczka omawiana jednostka graniczy wzdłuż wymienionej poprzednio dyslokacji Rościszów — Padole. Od wschodu jednostkę Lutomi i Rościszowa zamyka dyslokacja Kamionkowo — Rościszów. Na obszarze występowania gnejsów biotytowych między Lutomią a Rościszowem pospolite są gnejsy warstewkowe, którym towarzyszą w północnej części liczne żyły kwarcu, w części środkowej hiperyty i porfiryty, a na południu gnejsy homofaniczne i lepidoblastyczne. Kierunki foliacji wykazują tu znaczną zmienność, dając trzy maksima dla biegu NW—

SE z upadem na NE i dla przebiegu foliacji prawie równoleżnikowego, z upadami na N i S. Struktury liniowe oraz dłuższe osie budin wykazują maksima w drugim (SE) kwadrancie diagramów.

Obszar południowy

Obszar południowy Gór Sowich ograniczają trzy dyslokacje: sudecki uskok brzeżny, uskok śródsudecki i dyslokacja Pniaki—Kamionkowo—Rościszów. W obrębie tego obszaru wyróżnić można część północną, zbudowaną z różnych gnejsów biotytowych, i część południową o przewodzie gnejsów dwułyteczkowych z wyraźnymi oznakami kataklazy. Na obszarze tym przebiegają cztery strefy granitognejsów ciągnące się równolegle do maksimum lineacji ($125/30^\circ$). Granice gnejsów oczkowych mają często charakter dyslokacyjny. Granitognejsy tworzą jądra wąskich fałdów zanurzających się w stronę sudeckiego uskoku brzeżnego. Wergencja tych fałdów jest południowo-zachodnia. Poprzeczne dyslokacje przecinają strefy granitognejsów, rozrywając je na mniejsze fragmenty.

Między Pieszycami a Srebrną Górą występuje szereg dyslokacji poprzecznych do sudeckiego uskoku brzeżnego, wzdłuż którego powstało w ten sposób szereg mniejszych bloków, miejscami o charakterze zrębów tektonicznych. Takimi zrębami są jednostka Czyżyka i Czeszki.

Jednostkę (zręb) Czyżyka ograniczają dyslokacje: sudecki uskok brzeżny, dyslokacja Kamionkowo—Rościszów i uskok przebiegający przez Wilczyne, który zrzuca gnejsy ku południowemu wschodowi. W zrębie Czyżyka wśród gnejsów warstewkowych występują liczne serpentynity, amfibolity oraz wapienie krystaliczne. Lineacja przebiega tu z NW na SE, z wyrażoną dewiacją ku południowi.

Następnym elementem strukturalnym, obniżonym w stosunku do poprzedniego, jest *jednostka Chmieliny*, położona na południowy wschód od jednostki Czyżyka. Blok Chmieliny ograniczają od południa i zachodu również dyslokacje przecinające dolinę Bielawicy nieco na południe od Nowej Bielawy. W rejonie Chmieliny gnejsy warstewkowe wyklinowują się ku południowi i zanurzają pod gnejsy lepidoblastyczne.

Podobna sytuacja istnieje dalej ku południowemu wschodowi w *jednostce Kuczaby* i *jednostce Wiewiórki*, na wysokości Jadłownika. Jednostkę tę przecinają poprzecznie trzy dyslokacje o kierunku NW—SE. W strefie tych dyslokacji ukazują się na skrzydłach wiszących granitognejsy. Dyslokacja o takim samym kierunku jak poprzednie przecina duże stosunkowo wystąpienie amfibolitów, zazębiających się z paragnejsami i gnejsami migmatytowymi.

W miarę jak przenosimy się wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego dalej ku południowemu wschodowi, napotykamy obok jednostki Kuczaby i Wiewiórki *zręb góry Czeszka* ograniczony z trzech stron dyslokacjami. W jednostce tej przeważają migmatytowe gnejsy warstewkowe nad paragnejsami łuseczkowymi, ukazującymi się na skrzydle zrzuconym poprzecznej dyslokacji i na zachód od szczytu Czeszki.

Na południowy wschód od uskoku biegnącego przez Górę Zamkową leży *jednostka Karczmarki*, zbudowana w przeważającej mierze z gnejsów lepidoblastycznych. Wśród tych gnejsów pojawiają się nieliczne granitognejsy i zhomogenizowane teksturalnie gnejsy granoblastyczne oraz mylonity gnejsowe. Na południe od wymienionego poprzednio rejonu dominują gnejsy dwułyteczkowe. W okolicy Grodziszca i Jemnej zamiast dyslokacji poprzecznych pojawiają się dyslokacje równoległe do sudeckiego uskoku brzeżnego. Zaznacza się tu silniejsze zaangażowanie tektoniczne gnejsów.

Struktury jednostki południowo-zachodniego brzegu gnejsów sowiogórskich oraz strefy dyslokacyjnej w rejonie Srebrnej Góry zostały scharakteryzowane już poprzednio (Grocholski 1961).

W obrębie *gnejsów z Mikołajowa* występują zarówno paragnejsy jak i gnejsy migmatytowe oraz granitognejsy. Wszystkie wymienione gnejsy są dwułyteczkowe i silnie zaangażowane tektonicznie. Podobnie jak w rejonie Srebrnej Góry, w gnejsach zaznaczają się rotacje drobnych struktur w strefach uskoku. Gnejsy z Mikołajowa zdają się być nasunięte na dolnokarbońskie osady synkliny Dębienia, wydzielonej przez J. Oberca (1957) w strukturze bardzkiej. W strefie sudeckiego uskoku brzeżnego gnejsy z Mikołajowa łączą się wąskim pasem kataklazów i mylonitów gnejsowych z rejonu Srebrnej Przełęczy na granicy Gór Sowich i struktury bardzkiej.

EWOLUCJA TEKTONICZNA GÓR SOWICH

Na podstawie ponad trzech tysięcy pomiarów lineacji i innych obserwacji można dojść do

wniosku, iż w Górach Sowich występują dwa systemy różnowiekowych fałdów. Starszy sy-

stem (B_1) charakteryzują kierunki NW—SE, a system młodszy (B_2) — przebieg struktur fałdowych SW—NE.

Prace terenowe i badania mikroskopowe pozwalają na wysunięcie przypuszczenia, że przed nastaniem warunków facji granulitowej i rozwojem procesów anatektycznych gnejsy sowiogórskie były również silnie deformowane. Deformacjom tym nie były obce zjawiska mylonityzacji i fałdowania (B_0). Możliwe, że kierunek osi fałdów starszych od systemu B_1 był zbliżony do południkowego, brak jednak na to dostatecznych dowodów w materiale statystycznym. Można jednak stwierdzić, że gnejsy sowiogórskie, które powstały najprawdopodobniej z przedalgonckiej serii skał szarogłazowilastych były co najmniej trzykrotnie przełamane.

Wiek osadowej serii wyjściowej i jej stratygrafia nie są dokładnie znane i można o tym wnioskować tylko na podstawie analogii z gnejsami szumawskimi oraz innymi utworami moldanubskimi w kratonie czeskim.

Z drugiej strony wiadomo, że ewolucja metamorficzna gnejsów sowiogórskich zakończyła się przed górnym dewonem, gdyż osady górnodewońskie w otoczeniu kry gnejsowej zawierają materiał gnejsowy taki, jaki znajdujemy obecnie *in situ* na obszarze Gór Sowich.

Najmłodsza metamorfoza w najbliższym otoczeniu Gór Sowich miała miejsce jeszcze po sylurze. Mówią o tym ostatnie wyniki badań T. Guni i I. Wojciechowskiej (1964), którzy stwierdzili i oznaczyli koralowce sylurskie w wapieniach krystalicznych wśród fylitów z Bożkowa. Fakt ten w powiązaniu z wynikami oznaczeń wieku bezwzględnego minerałów ze skał moldanubskich Gór Fichtelskich (około 330 do 450 milionów lat — Davis, Schreyer 1963) prowadzi do możliwości przyjęcia silnej rekrytalizacji w skałach moldanubiku między sylurem a górnym dewonem. Istnieje zatem znaczne prawdopodobieństwo, że oznaczenia wieku bezwzględnego minerałów ze skał sowiogórskich mogą nie dać spodziewanych rezultatów.

Z syntetycznych prac dotyczących budowy Sudetów opublikowanych przez K. Smulikowskiego (1952), H. Teisseyre'a (1956) i E. Bederkego (1963) wiemy, że Góry Sowie stanowiły już sztywny prekambryjski element śródgórski w dobie fałdowań kaledońskich. Gnejsy sowiogórskie znajdowały się wówczas stosunkowo płytko w skorupie ziemskiej i jest mało prawdopodobne, aby uległy wtedy procesom deformacyjnym o charakterze fałdowym. Kra sowiogórska reagowała na kaledońskie naciski górotwórcze jak ciało sztywne, w czasie tych

ruchów orogenicznych zaznaczyły się procesy kataklazy i diaforezy gnejsów Gór Sowich, nie pierwsze w ich długiej historii geologicznej.

Na drodze eliminacji możliwości poważniejszych fałdowań gnejsów sowiogórskich podczas głównych faz ruchów sowiogórskich w paleozoiku przyjąć należy trzy oddzielne okresy fałdowań gnejsów sowiogórskich w prekambrze.

Nie można wykluczyć prawdopodobieństwa paralelizacji pierwszych fałdowań w Górach Sowich z orogenezą swekofenitów i karelidów z tarczy fenoskandzkiej. Byłoby to prawdopodobne, gdyby udało się w przyszłości udowodnić, że trzy okresy fałdowań prekambryjskich związane były z trzema różnymi cyklami orogenicznymi.

O. Kodym (1961) przypuszcza, że główna faza fałdowań moldanubskich przypada na ruchy górotwórcze algomańskie, które nie miały charakteru alpejskiego. Z orogenezą algomańską skłonny jestem łączyć hipotetycznie syngeneatyczną migmatyzację gnejsów sowiogórskich i powstanie lineacji B_1 oraz rozwój granitognejsów (gnejsów mikroklinowych serii oczkowej). T. Morawski (1963) wykazuje, że „*gnejsy serii oczkowej*” powstawały przez mikroklinizację gnejsów częściowo skatakazowanych. Przyjmując jako założenie, że główna faza ruchów fałdowych była algomańska, można przypuszczać, że kataklaza i ruchy fałdowe poprzedzające powstanie lineacji B_1 były albo ruchami wczesnoalgonckimi, albo jeszcze wcześniejszymi.

W obrębie ruchów fałdowych systemu B_1 włączone były peryferyczne partie nie zmigmatyzowanych gnejsów drobnołuseczkowych (oligoklazowo-biotytowych) i skały osłony wewnętrznej gnejsów sowiogórskich. Podobne zjawiska notował J. Haller (1956) w kaledonidach grenlandzkich i E. Ackermann (1963) w prekambryjskich orogenach Afryki Wschodniej.

Dewiacja lineacji i innych struktur systemu B_1 spowodowana była w Górach Sowich między innymi wpływem tektoniki wglębnej piętra migmatytowego i tektoniki wyższego piętra, zbudowanego ze skał, które uległy zniszczeniu przez późniejsze procesy denudacyjne. Oprócz czynników syngenetycznych na deformację struktur systemu B_1 miała wpływ późniejsza kompresja, która doprowadziła do powstania lineacji B_2 .

Trudno określić, czy powstanie lineacji B_1 związane jest z drugą fazą ruchów intraalgonckich będących na przykład odpowiednikiem młodszygo cyklu gotydów w ujęciu Połkanowa i Gerlinga, 1963), czy z ruchami assyntyjskimi (Stille 1958). J. Oberc (1960) uważa, że podczas ruchów assyntyjskich gnejsy sowiogórskie

górskie stanowiły już element skonsolidowany, a więc mało podatny na odkształcenia plikatywne. Badania Z. Misařa (1958) w kopule Kepernika sugerują migmatyzację i przeładowanie serii algonckiej w czasie orogenezy asyntyjskiej. Jak mogłem to sam stwierdzić na terenie Czechosłowacji, migmatyzacja ta miała inny charakter i mniejsze nasilenie w rejonie kopuły kepernickiej aniżeli starsza od niej migmatyzacja w Górach Sowich. Nie wykluczam jednak możliwości, że częściowa mobilizacja i regeneracja migmatytów sowiogórskich nastąpiła u schyłku ery proterozoicznej. Zagadnienie to stanowi problem otwarty.

Brak również datowania geologicznego dla procesów powstawania gnejsów homofanicznych. Z badań autora w Górach Sowich wynika, że homogenizacja i rekrystalizacja gnejsów tonalitypodobnych objęła częściowo zarówno struktury systemu lineacji B_1 , jak i lineacji B_2 , a więc jest od nich młodsza. Bez kierunkowe struktury mogły powstać w warunkach ciśnień statycznych w czasie pograżenia się gnejsów w głębsze partie skorupy ziemskiej. Czy genezę tej rekrystalizacji wiązać należy z warunkami geosynkinalnymi cyklu asyntyjskiego, czy kaledońskiego, nie wiemy, gdyż brak jest na to przekonujących przesłanek.

Gnejsy sowiogórskie, kilkakrotnie fałdowane i metamorfizowane w prekambrze, uległy w czasie orogenezy kaledońskiej procesom metamorfozy retrogresywnej i częściowo ponownej kataklazie. Struktury starsze uległy dalszemu spękananiu i spaczeniu. Z okresem tym wiązać zapewne należy niektóre rotacje starszych struktur i odmłodzenie niektórych starszych dyslokacji.

Wyraźne zróżnicowanie gnejsów Gór Sowich na szereg zrębów i zapadłisk tektonicznych wzdłuż różnowiekowych stref uskokowych nastąpiło w czasie orogenezy waryscyjskiej. W okresie ruchów waryscyjskich znaczną rolę odgrywała składowa pionowa tych ruchów, przemieszczająca w górę lub w dół poszczególne mniejsze elementy kry gnejsowej. Późnowaryscyjskie i młodsze ruchy górotwórcze powodowały powstanie stromych nasunięć gnejsów ku zachodowi i południowemu zachodowi oraz sprzyjały rozwojowi młodych uskoków listwowych. Przeważa tu składowa ruchu zbliżona do poziomej.

Wypiętrzenie całego zrębu Gór Sowich wraz z całymi Sudetami w trzeciorzędzie połączone było z odnowieniem ruchów wzdłuż wielu starszych dyslokacji również i w gnejsach sowiogórskich.

STRUKTURY SOWIOGÓRSKIE NA TLE NIEKTÓRYCH INNYCH STRUKTUR SUDECKICH

Jak wiadomo, kra sowiogórska zajmuje centralne położenie w stosunku do trzech znanych wirgacji fałdów sudeckich. Są to wirgacje: marciszowska, łądecka i strzelińska, znajdujące się w przedłużeniu naroży trójkątnego zarysu kry gnejsowej (H. Teisseyre 1958).

Z dwu ramion kaledonidów sudeckich spotykających się koło Marciszowa tylko ramię południowe, ukazujące się w północnej części, było terenem badań strukturalnych I. Wojciechowskiej (1966).

W strefie wirgacji łądeckiej spotykają się różnowiekowe struktury strefy północ-południe z metamorfikiem Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego. Wyniki badań strukturalnych w jednostce Międzygórze, należącej do metamorfiku Łądka i Śnieżnika, zawdzięczamy H. Teisseyre'owi (1964). Badania tektoniczne w metamorfiku Gór Żółtych i Krowiarek przeprowadził J. Don (1964).

Ze strefy wirgacji strzelińskiej brak jest publikacji bazujących na analizie strukturalnej.

Uwzględniając również wyniki badań drobnych struktur wykonanych przez H. Teisseyre'a (1964) w Górach Kaczawskich i M. Dum-

cza (1960, 1964) w Górach Bystrzyckich, użyjemy bogaty i interesujący materiał porównawczy.

Kierunki lineacji podaję za cytowanymi autorami według względnego następstwa powstawania tych struktur. Na wiązanie większości omawianych struktur fałdowych z datowanymi geologicznie ruchami górotwórczymi jest jeszcze za wcześnie. Również z faktu równoległego przebiegu struktur w różnych jednostkach strukturalnych Sudetów nie wynika wniosek o ich równoczesnym powstaniu (H. Teisseyre 1964).

Przebieg różnowiekowy lineacji przedstawia poniższe zestawienie:

W Górach Kaczawskich według H. Teisseyre'a (1964):

$$b_1 = E-W (90/20^\circ),$$

$$b_2 = NE-SW,$$

$$b_3 = NE-SW \text{ do } N-S$$

W metamorfiku kłodzkim w dorzeczu Ścinawki według I. Wojciechowskiej (1966):

$$b_1 = ESE-WSW$$

$$b_2 = N-S$$

W Górach Sowich według autora:

$$b_0 = N-S (?)$$

$$b_1 = NW-SE (125/30^\circ),$$

$$b_2 = SW-NE \text{ do } E-W$$

W Górach Bystrzyckich według M. Dumicza (1960, 1964):

- $b_1 = N-S$
- $b_2 = NW-SE$
- $b_3 = E-W$

W pasmie Krowiarek według J. Dona (1964):

- $b_1 = NNE-SSW$

W pasmie Krowiarek według J. Dona (1964):

- $b_2 = NW-SE$

W jednostce Międzygórze według H. Teisseyre'a (1964):

- $b_1 = N-S$
- $b_2 = NW-SE$
- $b_3 = E-W$ lub $NE-SW$

W zestawieniu powyższym uwidaczniają się pewne powiązania przestrzenne lineacji w różnych regionach Sudetów. Dotyczy to z jednej strony skał staropaleozoicznych, a z drugiej utworów formacji starokrystalicznych o nie zawsze sprecyzowanym wieku.

W Górach Kaczawskich i w północnej części metamorfiku kłodzkiego lineacja b_1 zanurza się na ogół łagodnie ku wschodowi lub w kierunku zbliżonym. W okolicy Kłodzka drobne fałdy przechylone są ku północy, a w zachodniej części jednostki Cieszowa (w Górach Kaczawskich) drobne fałdki należące do systemu b_1 mają często wergencję południową. Między obydwoma wymienionymi regionami znajdują się Góry Sowie, które w dobie ruchów młodokaledońskich i później stanowiły element oporowy dla fałdowanych w ich otoczeniu osadów paleozoicznych. W metamorfiku na północ od Kłodzka nie stwierdzono wyraźnej lineacji NE—SW (b_2 w Górach Kaczawskich). W obydwu regionach zaznaczyły się kierunki południkowe i zbliżone — lineacja b_3 w Górach Kaczawskich i lineacja b_2 w metamorfiku kłodzkim. H. Teisseyre (1964) wiąże tę lineację w Górach Kaczawskich z ruchami herceyńskimi i nasunięciami rozwijającymi się jeszcze po osadzeniu czerwonego spągowca. Podobne nasunięcia stwierdziłem również w Górach Sowich.

Pozostałe starsze jednostki strukturalne Sudetów — Góry Sowie, metamorfik Łądko i Śnieżnika oraz krystalinik Gór Bystrzyckich — wykazują analogie przestrzenne w przebiegu lineacji i ich czasowego następstwa (względnie). Najstarsza lineacja b_1 ma kierunek południkowy lub podobny. Lineacja ta w Górach Sowich (b_0) zaznacza się tak słabo, że nie daje wyraźnego maksimum na diagramach zbiorczych. System lineacji NW—SE jako drugi z kolei jest dominujący w przeważającej części Gór Sowich (b_1), a w Górach Bystrzyckich (b_2) ma tak jak i w gnejsach sowiogórskich południowo-zachodnią wergencję drobnych fałdów. Kierunki lineacji NE—SW w jednostce Międzygórze i w północnej części Gór Sowich są najmłodsze, co nie oznacza jeszcze ich równoczesnego powstawania.

E. Bederke (1963) traktuje gnejsy gierałtowskie jako ekwiwalenty chronologiczne gnejsów sowiogórskich. W świetle studiów petrologicznych W. Smulikowskiego (1959b) i K. Smulikowskiego (1960) oraz badań strukturalnych H. Teisseyre'a (1964, str. 491), podział na „*gnejsy gierałtowskie*” i „*gnejsy śnieżnickie*” jest nieaktualny, ponieważ są one „*powiązane ze sobą ściśle czasowo, przestrzennie i genetycznie i przynależą do jednego okresu przeobrażeń infrakrystalnych*”. Paragnejsy, migmatyty i granitognejsy Gór Sowich wykazują pewne podobieństwa przestrzenne do metamorfiku Łądko i Śnieżnika. Lineacja b_1 w jednostce Międzygórze daje wyraźniejsze maksimum dla kierunku północnego. Osie fałdów sowiogórskich zanurzają się ku południowi i południowemu wschodowi. Możliwe przeto, że obydwa regiony należały kiedyś do jednego przedkaledońskiego systemu fałdowego. Ogniwo łączących obydwa elementy strukturalne należałoby się spodziewać pod strukturą bardziej i metamorfikiem Kotliny Kłodzkiej. Fałdowania młodokaledońskie o kierunkach zbliżonych do równoleżnikowych nie odgrywają w strukturach starokrystalicznych większej samodzielnej roli.

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiona w poprzednich rozdziałach problematyka strukturalna gnejsów sowiogórskich będzie kontynuowana i rozwijana w badaniach przedgórskich części kry gnejsowej. Do czasu zakończenia tych prac z uwzględnieniem struktury jednostek sąsiadujących z gnejsami sowiogórskimi na przedpolu Sudetów, nie należy wysuwać daleko idących wniosków strukturalnych dla samych tylko Gór Sowich.

Na podstawie moich dotychczasowych prac

geologicznych w Górach Sowich można przedstawić ich ważniejsze wyniki w sposób następujący:

1. Góry Sowie przedstawiają fragment głębokiego podłoża Sudetów, w którym zachowały się relikty przedkambryjskich struktur fałdowych.
2. Stwierdzono co najmniej trzy odrębne, rozdzielone w czasie okresy fałdowań skał formacji starokrystalicznej.

3. Główna faza fałdowań gnejsów sowiogórskich związana była z synkinematyczną migmatytyzacją, podczas której powstały struktury fałdowe o kierunku NW—SE, zanurzające się ku południowemu wschodowi z wergencją południowo zachodnią (lineacja b_1).

4. Drugi, młodszy system fałdów charakteryzuje kierunek SW—NE. Fałdy te zanurzają się ku północnemu wschodowi i wykazują zmienną wergencję (lineacja b_2).

5. Młodsze ruchy fałdowe, wyrażone lineacją b_2 , spowodowały przebudowę starych struktur, zwłaszcza w północnej części gnejsów sowiogórskich oraz undulacje osi fałdów systemu b_1 w przeważającej części Gór Sowich.

6. Z młodszymi ruchami fałdowymi (system b_2) wiązać należy powstanie południkowo przebiegających stref zbrekcjowania gnejsów warstewkowych we wschodniej części Gór Sowich.

7. W wyniku różnowiekowych fałdowań powstała w rejonie Głuszycy wirgacja fałdów, których ramię północne przebiega ku północnemu wschodowi, a ramię południowe ku południowemu wschodowi.

8. Po ruchach fałdowych gnejsy Gór Sowich uległy częściowej homogenizacji tekstu-

ralnej i rekrytalizacji w warunkach ciśnień zbliżonych do statycznych, co sprzyjało powstaniu niektórych tonalitopodobnych homofanicznych gnejsów.

9. W czasie trwania faz orogenezy waryscyjskiej gnejsy sowiogórskie zróżnicowane zostały na szereg zrębów i zapadlisk tektonicznych, przemieszczonych względem siebie wzdłuż różnowiekowych dyslokacji.

10. Kulm sowiogórski został sfałdowany tylko w pobliżu uskoków ograniczających zapadliska kulmowe. Podłoże gnejsowe osadów karbońskich ulegało ruchom tektonicznym po okresie sedymentacji karbońskiej.

11. W młodszych fazach ruchów waryscyjskich powstały w obrębie gnejsów i na granicy z nieką śródsudecką nasunięcia ku zachodowi i południowemu zachodowi.

12. Na podstawie nowej mapy przeglądowej i analizy strukturalnej skał sowiogórskich zaproponowałem wydzielenie szeregu jednostek oraz elementów tektonicznych w Górach Sowich.

13. Istnieją analogie przestrzenne przebiegu lineacji w Górach Sowich i innych starokryształicznych formacjach Sudetów Środkowych.

Katedra Geologii Ogólnej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, grudzień 1964 r.

LITERATURA

- ACKERMANN E., 1963 — Das Sockelstockwerk der Orogene in Ost Afrika. *Geol. Rdsch.* 52, H. 2.
- ARNOLD H., 1938 — Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. *Diss. Univ. Würzburg.*
- AUGUSTYNIAK K., 1959 — Zdjęcie geologiczne okolicy Głuszycy. *Praca magisterska. Arch. Kat. Geol. Og. Uniw. Wrocł. Wrocław.*
- АЖИПЕЙ Т. А., 1956 — Структурная геология. Москва.
- BACKLUND H. G., 1937 — Die Umgrenzung der Svekofenniden. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* v. 27.
- BACKLUND H. G., 1938 — Zur „Granitisationsthegnis“ — eine Verdeutlichung. *Geol. Fören.* v 60, no 416.
- BEDERKE E., 1927 — Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten. *Geol. Rdsch.* 18.
- BEDERKE E., 1929 — Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. Geol. Paläont.* Bd. 7, H. 23.
- BEDERKE E., 1934 — Sudetenrand und Eulengneisproblem. *Veröff. Schles. Ges. Erdk.* 21. Vom. dtsh. Osten.
- BEDERKE E., 1939 — Die kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 91.
- BEDERKE E., 1956 — Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. *Geol. Rdsch.* Bd. 45, H. 2.
- BEDERKE E., 1963 — Altersgliederung und Dichtenverteilung im kristallinen Grundgebirge. *Geol. Rdsch.* Bd. 52, H. 1.
- BERTHELSEN A., 1960 — *Geology of Tovqusap nuna.* København.
- BHATTACHARJI S., 1958 — Theoretical and experimental investigations on crossfolding. *J. Geol.* v. 66, no 6.
- BIAŁAS Z., 1960 — Zdjęcie geologiczne okolicy Przysgorza. *Praca magisterska. Arch. Kat. Geol. Og. Uniw. Wrocł. Wrocław.*
- BILLINGS M. P., 1946 — *Structural Geology.* New York.
- BUBNOFF S., 1946 — Die Tektonik am Nordostrande des Niederschlesischen Kohlenbeckens und ihr Zusammenhang mit den Kohlensäureausbrüchen in den Flözen. *Z. Berg-Hütt.-u. Salinenw.* 72.
- BUBNOFF S., 1956 — *Einführung in die Erdgeschichte.* Berlin.
- BUCH L., 1802 — *Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien.* Berlin.
- CARNALL R. 1831 — Geognostische Beschreibung von einem Teile des niederschlesischen Gebirges. *Karsten's Archiv. f. Min.* Bd. 3.
- CLOOS E., 1946 — Lineation, a critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. of Ammer., Memoir* 18.
- CLOOS H., 1922 — *Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze.* Berlin.
- DATHE E., 1904a — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. *Blatt Rudolfswaldau.* Preuss. Geol. Landesanst.

- DATHE E., 1904b — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Langenbielau. Preuss. Geol. Landesanst.
- DATHE E., 1904c — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Neurode. Preuss. Geol. Landesanst.
- DATHE E., ZIMMERMANN E. 1912 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Freiburg. Preuss. Geol. Landesanst.
- DAVIS G. L., SCHREYER W., 1963 — Altersbestimmungen an Gesteinen des Ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. Geol. Rdsch. Bd 52, H. 1.
- DENDEWICZ A., 1962 — Zdjęcie geologiczne okolicy Bielawy. Praca magisterska. Arch. Geol. Og. Univ. Wrocław. Wrocław.
- DON J., 1964 — Góry Złote i Krowiarki, jako elementy składowe metamorfiku Snieżnika. The Złote and Krowiarki Mts., as structural elements of the Snieżnik metamorphic massif. Geologia Sudetica v. 1. Warszawa.
- DUMANOWSKI B., 1961 — Krawędź Sudetów na odcinku Gór Sowich. The border of the Sudeten Mountains in the sector of Sowie Góry (Eulengebirge). Zesz. nauk. UWr. Ser. B, nr 7.
- DUMICZ M., 1960 — Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. Notes on minor tectonic structures in the southern part of the metamorphic of the Bystrzyckie Mt. — Sudeten. Acta geol. pol. v. 10, nr 1.
- DUMICZ M., 1964 — Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. Geology of the crystalline massif of the Bystrzyckie Mts. Geologia Sudetica v. 1. Warszawa.
- DZIEDZIC K., 1961 — Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. Lower Permian of the Intra Sudetic Basin. Studia geol. pol. v. 6.
- DZIEDZIC K., 1964 — Orientacja otoczków i jej geologiczne znaczenie. The geological significance of the orientation of pebbles. Geologia Sudetica v. 1. Warszawa.
- FINCKH L., 1924a — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Charlottenbrunn. Preuss. Geol. Landesanst.
- FINCKH L., 1924b — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Reichenbach. Preuss. Geol. Landesanst.
- FINCKH L., CRAMER E., ZIMMERMANN E., 1921 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Schweidnitz. Preuss. Geol. Landesanst.
- FÖRSTER B. R., 1865 — Der Eulengebirgs-Gneiss und dessen Erzführung, insbesondere bei Silberberg (Preuss. Schlesien). Neu. Jhb. Min. 19.
- GROCHOLSKI W., 1958a — Strefa graniczna gnejsów Gór Sowich z nieką śródsudecką. Boundary zone of the Sowie Mts. (Eulengebirge) gneisses with the Intra Sudetic Basin. Prz. Geol. 8/9.
- GROCHOLSKI W., 1958b — The tectonic zone of south-western of Sowie Góry (Eulengebirge). Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. chim. géol. géogr. v. 6, nr 11.
- GROCHOLSKI W., 1959 — Stosunek warstw zacięskich do gnejsów sowiogórskich między Głuszycą a Sierpnicą w Sudetach Środkowych. Relation of the Zacief beds to the Sowie Góry gneisses in central Sudeten Mts. Acta Geol. pol. v. 9, nr 3.
- GROCHOLSKI W., 1961 — Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich. Tectonics of the South-western border of the Sowie Mts. Studia geol. pol. v. 8.
- GROCHOLSKI W., 1962 — Komunikat o białym granicie (leukogranicie) z Gór Sowich. Biul. Inf. Pol. Tow. Miłoś. Nauk o Ziemi. Wałbrzych.
- GROCHOLSKI W., 1964a — Sposrzczenia geologiczne w okolicy Kamionkowa w Górach Sowich. On the geology of the vicinity of Kamionkovo in the Sudetes Mountains. Geologia Sudetica v. 1. Warszawa.
- GROCHOLSKI W., 1964b — Drobne struktury masywu górskiego Wielkiej Sowy. Minor structures of the Wielka Sowa Massif (Sowie Mts, Sudeten). Roczn. Pol. Tow. Geol. v. 34, z. 4.
- GROCHOLSKI W. 1966 — Niektóre nowe wyniki badań geologicznych w Górach Sowich. Z geologii Ziemi Zachodnich, Wrocław.
- GUNIA T., 1962 — Fauna otoczków wapieni a zagadnienie wieku zlepieńców z Witoszowa (Dolny Śląsk). The fauna of limestone pebbles and the problem of age of the Witoszów conglomerates (Lower Silesia). Roczn. Pol. Tow. Geol. v. 32, z. 4.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I., 1964 — Sylurian Anthozoa localized in the Metamorphic of the Middle Sudetes (preliminary investigations). Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. chim. géol. géogr. v. 12, no. 4.
- HALLER J., 1956 — Probleme der Tiefentektonik, Bauformen im Migmatitstockwerk der Ostgrönländischen Kaledoniden. Geol. Rdsch. 54.
- HENTSCHHEL H., 1943 — Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneissen des Eulengebirges (Schlesien). Miner. Petr. Mitt. 55.
- HOLMQUIST P. J., 1920 — Om pegmatit palingenes och ptymatisk veckning. Geol. Fören. Förh. 42.
- JOŃCA E., 1960 — Stanowisko granulitów w okolicy Wałbrzycha. Occurrence of granulites in the vicinity of Wałbrzych. Prz. geol. 8.
- JUSKOWIAK O., RYKA W., 1960 — Uwagi o granulitach z okolic Zagórza Śląskiego i Bystrzycy Górnej (Góry Sowich). Notes on granulites from vicinity of Zagórze Śląskie and Bystrzyca Górna (Sowie Mountains). Kwart. geol. v. 4, no. 2.
- KALKOWSKY E., 1878 — Die Gneissformation des Eulengebirges. Diss. Univ. Leipzig.
- KODYM O., 1954 — Geologie českého masivu. Praha.
- KODYM O., 1961 — Die regionale Metamorphose des böhmischen Massivs. Freib. Forsch.-H. C. 102.
- KOSSMAT F., 1925 — Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbauens im varistischen Gebirge Sachsens und der Sudetenländern. Zentralblatt Min. Petr. Abt. B. H. 11.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., 1966 — Namur Zagłębia Noworudzkiego w świetle badań sporowych. Le namurien du bassin de Nowa Ruda à la lumière des études palynologiques. Geologia Sudetica. v. 2. Warszawa.
- КРЫЛОВА М. Д., — О формировании малых структур в условиях синкинематической региональной мигматизации. Тр. геол. докембрия, вып. 11. Москва — Ленинград.
- KSIAŹKIEWICZ M., 1959 — Geologia dynamiczna. Warszawa.
- LOHEST M., 1909 — De l'origine des veines et des géodes des terrains primaires de Belgique. Ann. Soc. Géol. Belgique 36, B.
- MEISTER E., FISCHER G., 1935 — Geologische Übersichtskarte von Deutschland, 1:200 000. Blatt Schweidnitz. Preuss. Geol. Landesanst.
- MISAŘ Z., 1958 — Zur Altersfrage der krystallinen Serie und ihrer Metamorphose im Kepník — Gewölbe im Hohen Gesenke. Neues Jb. Geol. Paläont. 106.
- MISAŘ Z., 1962 — Vysvetlivky k přehl. geol. mapě Č.S.S.R., List Jeseník. Praha.

- MORAWSKI T., 1962 — O niektórych granitach Gór Sowich. (W druku). Z badań geol. na Dl. Śl. Biul. IG.
- MORAWSKI T., 1963 — Uwagi petrologiczne o tak zwanych „ortognejsach” na obszarze arkusza Walim. Referat na posiedzeniu Pol. Tow. Geol. we Wrocławiu.
- MORAWSKI T., 1964 — Charakterystyka petrograficzna skał otoczenia mineralizacji barytowych w rejonie Głuszycy, Modliszowa i Srebrnej Góry. Referat na posiedzeniu nauk. w Inst. Geol. we Wrocławiu.
- НИКОЛАЕВ В. А., 1957 — Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Москва.
- OBERC J., 1950 — Zagadnienia geologiczne kulmu sowiogórskiego. Geological problems of the Culm of the Sowie Mts. Spraw. Pozn. TPN nr 1.
- OBERC J., 1957 — Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Directions of orogenic stresses in the border zone of Eastern and Western Sudeten. Acta geol. pol. v. 7. nr 1.
- OBERC J., 1960 — Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten. Pr. Inst. Geol. v. 30, cz. 2.
- PAGUNIS M., 1964 — Zdjęcie geologiczne obszaru gnejsów sowiogórskich między miejscowościami Rościszów i Lutomia ze szczególnym uwzględnieniem drobnych struktur. Praca magisterska. Arch. Kat. Geol. Og. Uniw. Wrocław.
- PARRAS K., 1946 — On the coarse-grained garnet-cordierite gneisses of South and South-West Finland. Bull. Comm. géol. Finl. 138.
- PERNAROWSKI L., 1964 — A mathematical method of correlating plain levles with rythms in correlative deposits. Geograph. pol. 2.
- POLAŃSKI A., 1955 — Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich. On the metamorphism of crystalline formations of the Sowie Mts, Middle Sudeten. Arch. miner. v. 18, z. 2.
- ПОКЛАНОВ А. А., ГЕРЛИНГ Э. К., 1961 — Геохронология и геологическая эволюция балтийского щита и его складчатого обрамления. Вопросы геохронологии и геологии. Лаз. геол. декабря 12. Москва — Ленинград.
- RAUMER C., 1819 — Das Gebirge Niederschlesiens der Grafschaft Glatz. Mag. Freund. Nat. Berlin.
- ROSENBUSCH H., OSANN A. 1937 — Zasady nauki o skałach. Przekład i uzup. J. Morozewicz. Warszawa.
- RUT T., 1961 — Zdjęcie geologiczne okolicy Walimia. Praca magisterska. Arch. Kat. Geol. Og. Uniw. Wrocław. Wrocław.
- SCHEUMANN K. H., 1936 — Metatexis und Metablastesis. Min. Petr. Mitt. 48.
- SCHEUMANN K. H., 1937 — Zur Frage nach dem Vorkommen von Kulm in der Nimptscher — Kristallinzone. Min. Petr. Mitt. 49.
- SCUPIN H., 1933 — Geologischer Führer durch die Nord-Sudeten. Sammlung geol. Führer Bd. 35.
- SCUPIN H., 1937 — Die Ursudeten. Pet. Geogr. Mitt. H. 5. Berlin.
- SIMONEN A., 1963 Alter und allgemeine Charakteristik des finnischen Grundgebirges. Geol. Rdsch. 52/1.
- SMULIKOWSKI K., 1952 — Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten Mts. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 21, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1955 — Minerale skałotwórcze. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1958 — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. Studia geol. pol. v. I.
- SMULIKOWSKI K., 1960 — Evolution of the granite-gneisses in the Snieżnik. Mountains — East Sudetes. Int. Geol. Congr. Rep. of the Twenty — First Sess. Norden. Part XIV. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI W., 1959a — Gnejsy Sowiej Kopy około Stronia Śląskiego. Gneisses of Sowie Kopa near Stronie, East Sudetes. Arch. miner. t. 22, z. I.
- SMULIKOWSKI W., 1959b — Contribution to the petrology of the gneisses of Międzygórze (East-Sudetes). Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. chim. géol. géogr. 7/9.
- STILLE S., 1958 — Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. Beihefte z. geol. Jb. H. 22.
- STOLARCZYK F., 1963 — Zdjęcia geologiczne południowo-wschodniej części arkusza Bielawa. Praca magist. Arch. Kat. Geol. Og. Uniw. Wrocław. Wrocław.
- SUESS F. E., 1926 — Intrusionstektonik und Wandertektonik im varistischen Grundgebirge. Berlin.
- SUESS F. E., 1935 — Der lugische Bau in seinem Verhältnis zur varistischen Orogenese. Mitt. Geol. Ges. Bd. 28.
- TEISSEYRE H., 1948 — Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w roku 1947. Badania fizjogr. Pozn. TPN, 1.
- TEISSEYRE H., 1956a — Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Świebodzice depression as a geological unit. Biul. Inst. Geol. 106.
- TEISSEYRE H., 1956b — Kaledonidy Sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscan rebuilding. Prz. geol. 3.
- TEISSEYRE H., 1958 — Sedymentacja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych. Sedimentation, paleogeography and tectonics of the Lower Carboniferous in the Middle Sudeten. Kwart. geol. t. 2, z. 3.
- TEISSEYRE H., 1959 — Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung. Freib. Forsch.-H. C, 57.
- TEISSEYRE H., 1960 — The principal structural features of the sudetic Caledonides. Intern. Geol. Congr., XXI Sess., Norden. Part XIX. Copenhagen.
- TEISSEYRE H., 1962 — Obserwacje drobnych struktur w Górach Rodope w Bułgarii. Kwart. geol. t. 6, z. 2.
- TEISSEYRE H., 1964 — Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. Acta geol. pol. v. 14 no. 4.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957 — Regionalna geologia Polski, t. 3, z. 1, Sudety. Kraków.
- TUOMINEN H., 1957 — The structure of an Archaean area: Orijärvi, Finland. Bull. Comm. Géol. Finl. 177.
- WATZNAUER A., 1955 — Saxothuricum-Lugicum, ein regional-tektonischer Vergleich. Freib. Forsch.-H. C, 17.
- WEGMANN C. E., 1935 — Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch. 26.
- WEGMANN C. E., 1935 — Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. Geol. Rdsch. 41.
- WEGMANN C. E., 1963 — Spätphasen im Grundgebirge. Geol. Rdsch. 52.

- WINKLER H. G. F., 1961 — Genesen von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. Geol. Rdsch. 51, H. 2.
- WOJCIECHOWSKA I., 1966 — Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. Geology of the metamorphic massif in the basin of the Ścinawka Kłodzka. Geologia Sudetica v. 2. Warszawa.
- ŻAKOWA H., 1960 — Poziom *Goniatites crenistria* z Glinna (Góry Sowie). Horizon *Goniatites crenistria* from Glinno (Sowie Góry, Sudeten Mts). Kwart. geol. t. 4. z. 2.
- ŻAKOWA H., 1963 — Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Stratigraphy and facial extent of the Lower Carboniferous in Sudetes. Kwart. geol. t. 7, z. 1.
- ŻAKOWA H., 1966 — Poziom *Goniatites crenistria* w okolicy Sokolca i Jugowa u podnóży Gór Sowich (Sudety Środkowe). Pr. Inst. Geol. t. 43.
- ŻAKOWA H., ŻAK C., 1962 — Dolny karbon z Kamionek (Góry Sowie). The Lower Carboniferous from Kamionki (Sowie Mts.). Biul. Inst. Geol. 173.

STRUCTURE OF THE SOWIE MTS.

Summary

Abstract: The most-up-to-date views on the metamorphic evolution of the Sowie Góry gneisses are reported and supplemented by new petrographic descriptions of some rare rocks from this region. On the ground of field observations, of the attached general map of the Sowie Góry Mts. and of an analysis of the measured microstructures it is concluded that, within the investigated area, the main pre-Cambrian folding was associated with synkinematic migmatitisation. NW—SE-directed structures (system B_1) were the product of these movements. The younger fold

movements (system B_2) resulted in the formation of SW—NE structures in the northern part of the Sowie Mts., and partly remodelled the older structures of system B_1 , within the remaining part of the gneiss area. The characteristics are also given of the major disjunctive deformations and their hypothetical time sequence. A subdivision of the Sowie Mts. into smaller structural units is proposed by the writer and a correlation is made of the trends of some Sowie Góry structures of various age with the results of analogous investigations in other areas of the Sudetes.

INTRODUCTION

It is currently known that the Sowie Mts. gneiss block represents the oldest — Moldanubian — element of the Central Sudetes. The gneiss block is triangular in contour. The marginal Sudetic fault divides the Sowie Góry gneisses into a foreland and a mountainous area. The present paper is concerned with that part of the gneiss block which lies within the Sudetes — SW of the marginal Sudetic fault. This area stretches over ca. 250 sq. km. (tab. I). Geographically it consists of the whole Sowie Góry range and a part of the Wałbrzych Highland (fig. 1). The boundaries of the gneiss block are purely tectonic. The Sowie Góry gneisses border on structural units of younger age whose position is shown in fig. 2. On the north the gneisses are bounded along the Szczawienko dislocation by the depression of Świebodzice. This geological unit, described by H. Teisseyre (1956) is Upper

Devonian in origin. In the SW is the Central Sudetic depression of Lower Carboniferous origin. In the south the Sowie Mts. border on the Bardo structure (Oberc 1957). Folded Silurian, Devonian and Lower Carboniferous rocks occur in the Bardo Mts.

Geognostic descriptions of the Sowie Mts. were published at the turn of the 19th century among others also by L. v. Buch (1902). B. R. Förster (1865) was one of the first to use the term *Sowie Mts. gneisses* (*Der Eulengebirge-gneiss*). E. Kalkowsky starts a period of detailed petrographic and geologic investigations in the Sowie Mts. In 1878 that author publishes a work on the gneiss formation of the Sowie Mts. He differentiates an older gneiss series, more uniformly developed, and a younger one whose petrography is less monotonous. Silimanite gneisses, cordierite gneisses, granite-gneisses and numerous other rocks of the

Culm sequence are mentioned by E. Kalkowsky from the Sowie Mts. This mountain range is divided by him into 4 regions: the northern area of Bystrzyca, two central areas, that of Sierpnica and that of Wielka Sowa, and the southern area of Srebrna Góra. It was quite correctly emphasized by Kalkowsky that, in relation to Wielka Sowa, the area of Sierpnica is depressed along a dislocation stretching across Walim and Rzecznka. According to that author the gneiss structures of the northern part of the Sowie Mts. are directed SW—NE while in the remaining part of the Sowie Mts. the direction is NW—SE, with southward or eastward deviations.

Kalkowsky's petrographic data were used by E. Dathe (1904) in the compilation of detailed geologic maps of the central and southern parts of the Sowie Mts. The gneisses were roughly divided by E. Dathe into the biotite and the two-mica types in which he distinguished numerous structural and textural varieties. Dathe's conclusions on the direction of the gneiss structures are based on measurements of the foliation. He supposed that NW—SE trends dominate in the Sowie Mts. and that these directions had partly deviated owing to compression parallel to the just mentioned direction. According to that author the Sowie Góry gneisses are relics of the „*primordial initial crust of the Earth*”. Dathe has mapped various amphibole rocks, including in his descriptions also the pyroxene amphibole rocks.

A detailed geologic map of the northern part of the Sowie Mts. was completed by L. Finckh in 1924. This author genetically separated the gneisses into paragneisses, orthogneisses (mainly of the „*augen*” type), and gneisses of the fusion-zone (Aufschmelzungs Zone) — partly „*injection gneisses*” and gneisses with granitic structure. Structures directed SW—NE or W—E, were regarded by Finckh as predominant in the Sowie Góry range. He thought that the NW—SE direction was secondary in character, being connected with major dislocations stretching NW—SE. He also emphasized that tectonic grabens are filled with deposits of the Culm sequence. A division of the gneisses into paragneisses and migmatites also orthogneisses, is likewise seen in the general map by E. Meister & G. Fischer, sheet Świdnica (1935). Moreover, these authors stressed the muscovitisation and mylonitisation of the gneisses in the southern part of the Sowie Góry range. The position of the Sowie Mts. block in the geology of the Sudetes and its role in the formation of the adjacent geologic units have been discussed by such outstanding geologists and petrologists

as F. E. Suess (1926, 1935), F. Kossmat (1925), S. Bubnoff (1924, 1956), E. Bederke (1927, 1929, 1956), K. H. Scheumann (1936, 1937), K. Smulikowski (1952), H. Teisseyre (1956, 1958, 1960, 1964), O. Kodym (1954, 1961) and A. Watznauer (1955). All these authors agree on the pre-Cambrian-Moldanubian age of the Sowie Góry gneisses. K. Smulikowski (1952), H. Teisseyre (1956) and E. Bederke (1964) point out that the Sowie Góry gneisses were a rigid intramountainous element at the time of the Caledonian orogeny since the Caledonian folds are adjusted to the triangular contour of the gneiss block, forming three virgations, and that the metamorphism of the pre-Variscan rocks decreases with the decrease in distance from the gneiss structure. J. Oberc (1957) indicates within the gneiss area of the Sowie Mts. „*older pre-Taconian*” structures with equatorial and NW—SE directions, also „*younger pre-Taconian*” structures directed NW—SE.

Besides the above mentioned petrographic works on the Sowie Mts. other papers worth mentioning are those by H. Hentschel (1943), A. Polański (1955), O. Juskowiak & W. Ryka (1960), also the petrologic papers by T. Morawski, actually in preparation (1962—1964). In his development of K. Smulikowski's thesis on the polymetamorphic character of the old-crystalline gneisses formations, A. Polański has presented their evolution from the initial grey-wacke-clay series, through the conditions of the granulite facies, migmatitisation, conditions of the amphibolite facies and diaphthoresis to the present facial development of the metamorphic rocks of the Sowie Mts. A. Polański as well as O. Juskowiak & W. Ryka regard granulites from the area of the Bystrzyca river as granulites derived from primary sedimentary rocks.

Hyperites from the Sowie Mts. are referred by T. Morawski to members of the old crystalline formation because of the nature of metamorphic changes he observed in these gabbroid rocks. This author has defined the Sowie Góry granites as granodiorites and is questioning the magmatic origin of the orthogneisses in the Walim sheet, introducing instead the name „*gneisses of the augen series*”.

The stratigraphy and fauna of the Sowie Mts. Culm sequence have been investigated by H. Żakowa (1962—1964).

Among the morphological papers on the Sowie Mts., particularly those concerning the marginal area of the Sudetes in the Sowie Mts. block, the most noteworthy ones are by H. Arnold (1938), B. Dumanowski (1961) and L. Pernerowski (1964).

The present writer was successful in collec-

ting evidence on the dislocations of the south-western margin of the gneiss block and has proved their polygenetic character by distinguishing the structural elements along that side of the gneissic triangle (Grocholski 1958—1961). The first data on the microstructures of the central part of the Sowie Mts. were published in 1964. The present paper is a continuation of structural studies and an attempt to grasp the general rules that govern the structural development of the Sowie Mts. The

attached (solid) map is the first general geologic map of the Sowie Mts. This map has been compiled on the basis of the writer's cartographic material, with the help of pre-war maps and of geological mapping done since the end of the Second World War by graduates of the Department of General Geology at the Wrocław University, between 1959—1964. The authors are mentioned in the Polish text and in the Reference List to this paper.

GENERAL DESCRIPTION OF CRYSTALLINE ROCKS

The Sowie Mts. are built mainly of various gneisses sedimentary in origin. They are accompanied by minor amounts of crystalline limestones, graphite and calcium-silicate rocks. Granulites serpentinites, amphibolites, pyroxene-amphibole rocks (pyriboleites), pegmatites, granites and hyperites are the other metamorphic rocks that occur among the gneisses. They all belong to the old-crystalline formation, whose stratigraphy has not been adequately studied. It is, however, reasonably supposed that the age of the initial sedimentary rocks which had time and again yielded to metamorphic transformations dates to the Archaic. The dating of intrusions of gabbro, diabases and hyperites, younger than the gneisses, is rather difficult. Their hypothetical age seems connected with similar rocks from the vicinity of Nowa Ruda and Sobótka. By analogy with the adjacent areas non-metamorphosed porphyries, porphyrites, kersantites and some aplites have been referred to the Variscan.

The writer's classification of the gneisses is based on genetic criteria, their mineral composition and in some cases on differences in the development of the gneissic structure and texture. The Sowie Góry gneisses form a rock assemblage that is typical of the upper parts of C. F. Wegmann's (1935) and E. Ackermann's (1963) migmatite stage. This is indicated by the development of the laminated gneisses that dominate over the other gneiss varieties in amount, also by the relation of some amphibolites to the surrounding gneisses. The Sowie Góry gneisses correspond to the definition *metataxis* introduced by K. H. Scheumann (1936).

By far the greater bulk of the *Sowie Góry gneisses* are oligoclase-biotite rocks (pl. I, photos 1—2). The other gneiss varieties here present are oligoclase-two-mica gneisses, micro-

cline two-mica gneisses, cordierite- (pl. I, photos 3—4), fibrolite- (pl. I, phot. 5) and amphibole gneisses (pl. I, photos 6—7). Several factors are responsible for the mineral differentiation of the gneisses. The presence of crystalline limestones, calcium-silicate rocks and graphite, also of para-amphibolites, suggests that the initial greywacke-clay series from which the gneisses derive, was lithologically strongly differentiated and contained also carbonate rocks. On the other hand, thanks to the experimental work of G. H. Winkler (1964) we know that greywacke material loses the resistivity of mineral paragenesis when subjected to a pressure of 2000 atm. at a temperature of about 700°C. Under these thermodynamic conditions set in the processes of anatexis and of migmatitisation, as well as manifestations of selective metamorphic differentiation. One of the effects is the enrichment of metamorphite in aluminum, calcium and magnesium, these substances not being supplied from outside. This favours the formation of such minerals as granites, biotites, basic plagioclases, cordierites, aluminium minerals e. g. disthen and sillimanite. Certain varieties of hornblende gneisses owe their origin to marly or tuffogenic admixtures in the initial sediment, or to the homogenisation of amphibolites and gneisses in the process of ultrametamorphosis.

Granite-gneisses (microcline gneisses of the „augen” series) are another genetic variety of the Sowie Góry rocks, formerly called „*orthogneisses*” (pl. I, phot. 8; pl. II, phot. 3; pl. VII, phot. 4). In what structure and texture are concerned the granite-gneisses are strongly differentiated and represent the augen, the laminar and the lepidoblastic varieties. Augen structures of plagioclase-biotite gneisses, poor in microcline, are encountered, too (pl. VI, phot. 2). The petrological investigation of gra-

nite gneisses, with fairly numerous microcline crystals, carried out in the Walim sheet by T. Morawski, show that these gneisses resulted from kali metasomatism locally owing to pegmatitisation in the synkinematic zone of recrystallisation. The above mentioned author has, moreover, observed the fibrolitisation of biotite. Muscovite occurs in the shallower intersection horizons, also in cases of strong tectonic activity, and along the zone of kali feldspathisation. Processes of muscovitisation of fibrolite have been reported by T. Morawski; A. Polański has observed the presence of diaphthoritic phengite in a number of gneiss varieties from the Sowie Mts. Additional petrologic researches will probably contribute to the progress of stratigraphic knowledge of the old-crystalline formation in the area here considered.

As has been mentioned earlier, the Sowie Góry gneisses are differentiated not in mineralogy only, but in structure, too. Among the oldest and the most primitive ones are fine-grained gneisses of the leptite type, in which the plagioclases are slightly more basic than those in the other paragneisses and migmatites of the Sowie Góry Mts.

Lepidoblastic gneisses are commonly found in the peripheral parts of the gneiss block and in depressed areas. They display a varying degree of migmatitisation. The *laminated gneisses* formed later than gneisses of the leptite type or structures of lepidoblastic paragneisses. Laminated gneisses probably formed in result of the selective mobilisation of light components (quartz-feldspar) during the process of migmatitisation (Grocholski 1964). The light laminae are poorer in biotite than the dark laminae. No essential differences are observable in the composition of feldspar either in the light and dark laminae or fine-grained paragneisses. In the laminated gneisses the presence is sometimes noted of variously-sized fragments of *gneisses of the leptite type*, occasionally rimmed by a thin layer that consists of a light quartz-oligoclase aggregate, as is shown in fig. 3 and pl. IV, phot. 2. The laminated gneisses are often folded. This is illustrated in pl. VI, phot. 1, 3, pl. VII, photos 1—2; pl. VIII. Ptygmatic folds are fairly common in the Sowie Mts. (pl. VIII, phot. 3). Field observations show that laminated gneisses formed during synkinematic migmatitisation (Grocholski 1964).

Nebulitic, agmatine-like and directionless or indistinctly directed *granoblastic textures* are younger than lepidoblastic and laminated-gneiss textures. The homogenesis of gneissic material was favoured first by tectonic processes followed by recrystallisation under con-

ditions of static pressure. Gneisses with a homogeneous structure (tonalitoids) contain oval and sharp-edged fragments of paragneisses, migmatites and amphibolites. This is readily observable in the vicinity of Lubachów and Potoczek. Tectonic brecciation of previously migmatised gneisses occurred between the formation of laminated gneisses and that of tonalitoids. The tonalite-like gneisses have the same mineral and chemical composition as lepidoblastic and laminated gneisses. Sillimanite, garnet, occasionally disthen (pl. II, photos 1—2) are the common mineral constituents of the three above mentioned textural varieties of gneisses.

Mylonites, cataclasites and *breccias* (pl. II, phot. 4) belong to the textural gneiss varieties associated with zones of strong tectonic activity. They occur along the south-western boundary of the Sowie Mts. and have been described in an earlier paper of the present writer (Grocholski 1961). Mylonites and cataclasites have also been observed in the fault zones of the interior of the Sowie Mts., for example in the tectonic zone of Rzecznka, in the vicinity of the Woliborz pass and near Grodiszcze. Several phases of cataclasis may be sometimes distinguished: cataclasis of the gneisses preceding kali feldspathisation, cataclasis younger than metasomatic microcline, and still later the brecciation of cataclased rocks.

Granulites will be discussed here first of the metamorphic rocks present in minor amounts within the Sowie Mts.

Most frequently they are found in the northern part of the Sowie Mts., within an area not exceeding 1 sq. km. (tab. I, fig. 13). The colouration of granulites is pale-pink, ash-grey to dark grey. Lamination and alternation of the lighter and darker streaks of granulites is sometimes easily detectable (pl. VI, phot. 4). The rocks here considered as a rule contain elongated crystals of quartz, plagioclases, minute grains of kali-feldspar, varying amounts of biotite, garnet and bluish-green disthen (pl. II, phot. 5). The disthen crystals sometimes are as much as 2 cm. long. Serpentinites and amphibolites, occasionally with garnets or actinolite, often occur in the vicinity of granulites. The boundary of the melanocratic rocks and granulites is sharp and distinct. There are no distinct boundaries between the granulites and the gneisses. Gneisses may grade into granulites. Dark-grey pyroxene granulite varieties have been observed in seasonal granulite outcrops in the river bed of Bystrzyca Górna. Side by side with minerals typical of granulite they also contain pyroxene (probably diop-

side augite $\angle \gamma/z = 43^\circ$), a small amount of green hornblende and very minute carbonate aggregates (pl. II, photos 6, 7). Granulites with this composition have not so far been reported from the Sowie Mts. The presence of carbonate relics seems to confirm their clastic origin.

Crystalline limestones occur in minor amounts in gneisses or amphibolites between the localities Lutomia—Bielawa—Kamionkovo, also near to the dam on the Bystrzyca. The calcite crystals are often accompanied by dark-green diopside, occasionally by garnet and various calcium-silicate minerals, particularly so in the proximity of pegmatite- and quartz-feldspar veins (pl. II, phot. 8). Some of the crystalline limestones near the marginal Sudectic fault are partly silicified.

Throughout the gneiss area, the occurrence is noted of spherical or lenticular inclusions of *calcium-silicate rocks*. H. Hentschel (1943) was the first to give their description. Among other constituents there are: quartz, grossular, pyroxenes, amphibole, occasionally also graphite and zoisite. The writer was able to inspect a number of new occurrence sites of the calcium-silicate rocks, as yet never reported from the region under consideration, for example in the gneisses of Jawornik valley, in the valleys of Złotnica and Walimka, even in the augen gneiss series (pl. III, phot. 1). Generally they represent rock types described by H. Hentschel from the forefield of the Sudetes. In the valley of Kłobia stream (north of Sierpnica) the writer has observed a lens in calcium-silicate rock, ca. 0.5 m. in diameter, which consisted of quartz garnet and zoisite (pl. III, phot. 2). Grey-greenish or pinkish garnet, and greenish zoisite are arranged in streaks of bands among the quartz grains.

Pre-Upper-Viséan *dolomites and ankerites*, partly silicified, with signs of mineralisation by copper compounds, are most likely younger than the above mentioned rocks of carbonate origin. They occur within the Inner Sudectic fault zone between Jugów and Srebrna Góra (Grocholski 1958, 1961).

The Sowie Góry *serpentinites* are represented by two generations of different age (Smulikowski 1952). The older generation of serpentinites formed in result of the transformation of peridotites and picrites together with the adjacent gneisses. They usually occur in minor amounts. The younger serpentinite generation as a rule accompanies the major dislocation zones and are present in greater amounts for example the serpentinite of Przygórze and Kamionkovo*. The serpentinites of

* The name Kamionkovo was given in the text and in the illustrations. This name was force for the locality some years ago. The present name is Kamionki.

the older generation are occasionally accompanied by actinolite shales. These have also been found by the writer in migmatized amphibolites near Grodziszczce (pl. III, phot. 3).

The Sowie Góry *amphibolites* vary rather strongly in origin, mineral composition, texture and structure. This problem has not as yet been investigated enough, so as to cover the whole region under consideration. E. Kalkowsky (1778) describes an eclogitelike amphibolite from Bystrzyca Górna. E. Dathe (1905) and L. Finckh (1924) mention amphibolites that are gabbroic, diabase or tuffogenic in origin. A. Polański distinguishes garnet amphibolites showing a diablastic development, and amphibolites with a granoblastic texture. After A. Berthelsen (1960), pyroxene-amphibole rocks lacking plagioclases and partly studied by E. Dathe and A. Polański, have been called pyriolites by the present writer (pl. III, phot. 4).

Their occurrence sites are so small that they have been marked on the attached map. Mt. Wiewiórka near Bielawa is built, besides the gneisses, by the largest concentration of amphibolites. Crystals of titanite and rutile, up to 1 cm. in diameter have been found in the amphibolites. In Mt. Niedźwiadek near Bielawa amphibolites contain fairly numerous olivines. This rock, however, may hardly be called a tractolite. Ortho-amphibolites of this part of the Sowie Mts. are sometimes so strongly tectonically disturbed as to exhibit pencil texture. Amphibolites often contain garnets, occasionally forming typical kelyphite structure (pl. III, photos 5—6). Para-amphibolites as a rule contain, besides dark minerals, also quartz and plagioclases, as well as hornstone structures. Amphibole-biotite rocks have been noted by the writer on the shore of the barrier lake at Bystrzyca and near Bielawa.

Amphibole-epidote shales among amphibolites with partly hornstone textures have been found by the writer in Mt. Słoneczna and Mt. Kalenica in the eastern part of the nature reserve. The just mentioned rocks contain small amount of quartzes with poor extinction of polarised light, strongly seriticised plagioclases, hornblende showing hipautomorphic development, with yellow-brown to strong green pleochroism, also epidote forming sieve-like intergrowths with hornblende. So far the occurrence of epidote in the Sowie Mts. has been reported only from the valley of the Bystrzyca near Zagórze Śl.

Of the other crystalline rocks accompanying the gneisses, *pegmatites* are also noteworthy. They occur as nests or veins. Since no pegmatites have been found so far in the Sowie Gó-

ry Culm sequence, the pegmatites of the Sowie Mts. are regarded as pre-Variscan in age. Three generations of pegmatites may be distinguished here: from a period preceding synkinematic migmatitisation; those connected with the chief phase of tectonic movements, and those bearing features of pegmatitisation subsequent to the formation of fold structures (pl. VIII). The genetic and mineral differentiation of pegmatites has been stressed previously by L. Finckh. The Sowie Góry pegmatites are quartz-feldspar, mostly two-mica rocks, containing schorlite, occasionally garnet and beryl. Muscovite-pegmatites, possibly connected with leucogranites, occur in the vicinity of Sokolec. Near Lutomia the dominant constituent of pegmatites is biotite whose flakes are up to 10 sq. cm. in size. In the central part of the Sowie Mts. granites are seen to grade into pegmatites and from pegmatites into aplites.

In view of the small occurrence areas of the Sowie Góry *granites* they have not so far been marked on geological maps. They occur in greater abundance in the areas of fibrolite gneisses and in the western occurrence zone of the augen series of granite-gneisses. The petrography of granites has been elaborated by T. Morawski who proves that they are actually granodiorites. They made their appearance in the later phases of synkinematic migmatitisation. Within the Wielka Sowa massif they form veins concordant with the adjacent gneissic rocks, while near to the margin of the gneissic area, in the proximity of the Inner Sudetic fault, granite and aplite veins transverse gneissic structures discordantly to their strike. Leucogranites with garnet and sillimanite occur in the vicinity of the Sokola pass, and in Mt. Kobylec. The granites are younger than the granite-gneisses. Quite possibly some of the granite-gneisses in the zone of the augen gneisseries near Srebrna Góra represent the tectonically disturbed genetic or time equivalents of the above mentioned granodiorites.

Aplites occur in the eastern and western parts of the Sowie Mts. In the western part, between Dzieńmorowice-Głuszyca and Sierpnica, it has been noted that aplites are connected with granites, probably pre-Cambrian in age. The colouration of these aplites in pink, light-grey or nearly white.

The aplites that accompany the marginal Sudetic fault occur parallel to it. They may be observed between Bojanice and Jodłownik, as fine-grained rocks, grey-yellowish in colour, with porphyry-like, sometimes fluidal

texture. They form veins varying in material composition. They may be nearly monomineral, similar to anorthosites and biotite-less kersantites or typical aplites containing quartz, acid plagioclases, kali feldspars and minor amounts of light mica. The aplite veins of the eastern part of the Sowie Mts. are regarded as Variscan.

Quartz and quartz-feldspar veins are rather common in the Sowie Mts. The period of their formation ranges from pre-Cambrian to the Tertiary. In the vicinity of Kamionkowo the writer has observed quartz-feldspar veins from a period previous to the synkinematic migmatitisation, also younger post-Culm veins. Numerous quartz-feldspar veins, particularly those in amphibolites, are probably associated with the processes of migmatitisation and anatexis. E. Bederke (1958) suggests that, in the Sudetes, quartz-feldspar veins of the trondhjemite type are characteristic of the Caledonian orogeny. Variscan and younger quartz veins are known from the Central part of the Sowie Mts., and along the Inter Sudetic fault. They are encountered most frequently in the vicinity of Lutomia. Detailed pre-war maps indicate a number of quartz veins which are actually silicified mylonites.

The last, youngest, member of the old-crystalline formation of the Sowie Mts. is represented by *hyperites*. These are intrusive rocks, with gabbro chemism, in age and origin probably corresponding to the gabbros of Sobótka and Wolibórz (Smulikowski 1952). On older maps these rocks are sometimes marked as amphibolites, and this has been noted by T. Morawski, for example near Dzieńmorowice (pl. III, phot. 7). The most important occurrence areas of hyperites are known from the vicinity of Rościszów and Glinno. A light hyperite variety, so far never reported, was found by the writer in Rościszów. It is a pale-yellowish-brown, striated rock, containing basic plagioclases, minor amounts of quartz, common hornblende and pyroxenes, also apatite as an accessory mineral. The quartz and plagioclase grains are partly granulated. Reaction structures (pl. III, phot. 8) are observable at the boundary of the lighter and darker streaks.

Besides aplites, also the typical porphyries, porphyrites and kersantites from the marginal Sudetic fault zone are referred to the Variscan. The above mentioned rocks transect the sediments of the Sowie Góry Culm sequence (tab. I) and are also found in the Middle Sudetic syncline and other areas of the Sudetes.

BRIEF NOTES ON SEDIMENTARY ROCKS

To the non-metamorphosed sedimentary rocks directly overlying the crystalline series of the Sowie Mts. belong deposits of the Sowie Góry Culm, Namurian sandstones and conglomerates in the Golc graben, also Quaternary sediments.

The Sowie Góry Culm fills some of the tectonic grabens (tab. I, fig. 13). The Upper Visean sediments from the vicinity of Sokolec, Jugów, Glinno and Kamionkowo have been palaeontologically proved by H. Żakowa (1962—1964) who has found fossil assemblages of marine fauna characteristic of horizons $Go \alpha_{1-3}$. This fauna was yielded by limestones from the greywacke-clay series. The bottom of the Sowie Góry Culm and by far the greater part of Lower Carboniferous deposits from Glinno and Walim consist of gneiss conglomerates and greywacke-sand products which the just mentioned author has assigned to the Middle and Upper Visean. H. Żakowa (1963) has, moreover, differentiated the Sokolec beds, characterised by considerable amounts of detritic gabbro material. Gneiss-gabbro conglomerates occur in the vicinity of Walim, too. The greywacke-clay

series, containing organogenic limestones, are overlaid by polymictic conglomerates from Kamionkowo. By H. Żakowa they were referred (1962) to the $Go \beta$ horizon, and contain fairly numerous quartz pebbles. The thickness of the Lower Carboniferous sediments has not, so far, been reported as exceeding 250 m. Occasionally they may be folded in the proximity of marginal dislocations. Most of the Culm layers dip S, SW and SE at an angle from 5 to 25°.

Clay talus coatings, slope clays and gravitational detritus also periglacial solifluction products, found by B. Dumanowski (1961) within the zone of the marginal Sudetic fault, represent Quaternary rocks of the Sowie Mts. Boulder clay in the Bystrzyca valley and in the northern part of the Sowie Góry gneiss area are associated with the northern glaciation (Warta stage). In the Bystrzyca valley, between Olszyniec and Zagórze Śl., the occurrence is noted of varved clays and river terrace deposits. The material brought from the north into the Sowie Mts. range attains an altitude of 550 m. a. s. l.

STRUCTURAL DEVELOPMENT

The controversial opinions of E. Dathe (1904), L. Finckh (1924) and J. Oberc (1957) concerning the structural development of the Sowie Mts. have been mentioned in the Introduction. One of the aims of the present paper is to correlate and interpret a representative number of the measurements of microstructures which may provide a statistical clue to the tectonic problems of the here discussed region. This measurement work has been continued by the writer since 1960 during several field-seasons. About 5 exposures and 30 measurements are the average figures per one square kilometre. Within the Wałbrzych Highland these figures are slightly lower owing to the less favourable exposition of the terrain. All the diagrams were plotted in the lower hemisphere of Schmidt's net.

Before analysing the obtained statistical data a few remarks are here given on the general direction of the rock series in the Sowie Mts.

Even a cursory glance on map in tab. I shows clearly that most of the intersection boundaries of the Sowie Góry rocks have a NW—SE direction. Some exceptions are encountered in the north-western part of the gneiss area. East-

ward deviations are observable in the Bystrzyca valley near Olszyniec, south of the top of Mt. Wielka Sowa, and in the vicinity of Srebrna Góra. Southward deviations of the intersection boundaries of gneisses and the accompanying rocks are observable within the occurrence zone of homogenised granoblastic gneisses and granulites, also near Kamionkowo in the proximity of meridionally directed dislocations. The NW—SE trends are sometimes noted in the northern part of the Sowie Mts., for example in amphibolites east of Modliszów and SW of Julianów.

The intersection pattern of microcline gneisses of the augen series (granitogneisses) is most characteristic and very typical. They form 4 continuous subparallel zones with a 125—130° direction which intersect the Sowie Mts range at an angle of about 15°. One of these zones stretches from Kamionkowo to Jodłownik, the second (main) one from Głuszyca — Rzecznka, Koziółki (908), Żmij (882) to Karczmarska near Grodziszczce (568). The third, fragmentarily preserved zone of granite-gneisses is indicated between the region of Głuszyca and Jemna, being still discernible on Wolica (762), Dziczek (732)

and Mt. Rozstaje (694). The fourth zone of the here considered gneisses extends from Jugów across Srebrna Góra to Mikołajów in the proximity of marginal dislocations. The pegmatite-like microcline gneisses from the vicinity of Szczawno-Zdrój are the only ones forming a set of minute elongated lenses.

Sediments of the Sowie Góry Culm have persisted in two parallel tectonic grabens directed NW—SE. Transversal to that main trend are the structural grabens filled by Culm sediments, extending NE—SE between Walim, Glinno and Bojanice. As will be shown later these directions reflect the trends of the older gneiss structures below the Lower Carboniferous deposits.

Foliation

Foliation is very clearly indicated in laminated and lepidoblastic gneisses. In fine-grained gneisses of the leptite type and gneisses with homogenised structures, also leucocratic granite-gneisses near Srebrna Góra, foliation is not readily detectable. The foliation trend of gneisses is shown in tabl. II, fig. 5. In the northern part of the investigated area as well as near Srebrna Góra in the south, foliation transects the marginal dislocations at varying angles. Between Głuszyca and Woliborz foliation is on the whole parallel to the Inner Sudetic fault. The foliation diagram for the area lying NW of the Bystrzyca valley (fig. 6d) shows three distinct maxima of the NE—SW trends. The NW—SE direction is not so distinct. In the Bystrzyca valley between Jedlinka and Lubachów, also in the adjacent areas, the dominant foliation trends are nearly W—E, with steep dips (figs. 7d, e). Near Olszynec foliation deviates SE with a NE dip. The meridional directions of foliation are poorly indicated and occur within meridionally directed dislocation zones.

In the Bystrzyca valley between Lubachów and Bystrzyca Górna the foliation trends are strongly dispersed (fig. 7f). The submeridional trend is here dominant, the dips are to the nearly W—E directions with foliation dips to the north (fig. 6f) have a distinct predominance in an area south of the Bystrzyca valley and of the barrier lake on the Bystrzyca, as far as the Culm in Walim and Glinno. A similar situation is found in the region of Głuszyca. Between Bystrzyca Górna and Lutomia strong dispersion of foliation is observable. This is also indicated in the tectonic zone of Srebrna Góra (Grocholski 1961). In the rest of the Sowie Mts. area, the NW—SE foliation trends are predominant, as is also clearly shown in diagrams from the

central part of this mountain range (Grocholski 1964). The dips of the foliation planes usually have a NE direction. Dips directed SW occur only in the augen gneisses within the northern part of the mountain range. It might be stressed here that the foliation of gneisses does not reflect the stratification of clastic rocks from which the paragneisses derived, as was postulated by some earlier researchers in this region.

Linear structures

Geological literature published before 1960 did not give information on the linear structures of the Sowie Góry gneisses. The first data on lineation in the central part of the Sowie Mts. were published by the present writer (1964).

The following are the more important linear features observed in the Sowie Mts. area: 1) linear arrangement of flake minerals — particularly in biotite — on the foliation planes; 2) directional elongation of the microcline „augen” and quartz-feldspar aggregates; 3) block-like and lenticular boudinage; 4) edges of the intersection of foliation with shear- and fracture cleavage; 5) axes of symmetric microfolds mostly with SW or S direction sense of movement; 6) flexures; and 7) very rare pencil structures; 8) slip striation observable on fault planes is younger than the just mentioned linear structures and will be described in a chapter on faulting. The spatial distribution of linear structures in the northern, central and southern areas of the Sowie Mts. will be discussed individually (tab. II, fig. 13).

The total lineation diagram for the *northern area*, plotted on the basis of 1100 measurements, shows a 75/20° maximum (fig. 9a). Detailed diagrams for the particular subdivisions of this area differ from each other. In the subdivision north-west of the Bystrzyca valley we see three maxima of equal order in the first quadrangle of the diagram (fig. 6c): 35/15, 65/25 and 75/60°. A smaller maximum is indicated for the 245/30° trend. The NW—SE directions of lineation are distinct but less conspicuous. The direction variability in the foliation and lineation of this subdivision suggests that the deformation of gneisses is polygenic in character. The boudinage structures grading from the block-like to the lenticular type usually have here a NE—SW trend. This boudinage is illustrated in fig. 10.

Several diagrams were plotted by the writer of the profile of the Bystrzyca valley (fig. 7a, b, c). In the western sector of the valley there are two maxima: 85/35° and 275/15°, indica-

ting the nearly W—E lineation trend. In the vicinity of the barrier lake (between Zagórze Śl. and Lubachów), the spatial lineation pattern is similar, with a maximum of $80/30^{\circ}$ — 35° but with most measurements occurring in the eastern area of the diagram from $65/25^{\circ}$ to $135/55^{\circ}$. In several cases the writer was able to observe linear structures directed $160^{\circ}/65^{\circ}$ and $145^{\circ}/45^{\circ}$ which were deformed by microfolds directed $75/20^{\circ}$. Limbs of folds plunging NE are disrupted by boudinage of the block type (pl. V, phot. 3). Other types of boudinage structures are shown in fig. 11 and pl. V, phot. 4. Laminated gneisses have also been affected by boudinage, while in the central part of the Sowie Mts. this has not been observed. In the Bystrzyca valley, the predominant direction of boudinage is NW—SE.

Strong dispersion of linear directions (fig. 7c) is indicated in a part of the Bystrzyca valley between Lubachów and the marginal Sudetic fault. Lineation $125/15$ — 40° is that mostly represented, $85/10^{\circ}$ and $10/30^{\circ}$ lineations are less numerous. On the whole, a NE—SW lineation trend is displayed in the structure of granulites and the surrounding melanocratic rocks.

The total lineation diagram plotted for the central area of the Sowie Mts. on the basis of 1400 measurements shows a distinct $125/30^{\circ}$ maximum (fig. 9b).

A detailed diagram of the sub-area that borders in the south with the region of the Bystrzyca valley and the barrier lake as far as the Culm sequence of Walim and Glinno embracing the valleys of Walimka and Młynówka, indicate fairly strong dispersion of linear structures (fig. 6e). In the Młynówka valley the slightly predominant directions are in quadrant IV (NW) of the diagram ($285/20^{\circ}$). In the Walimka valley the lineation dips NE ($60/45^{\circ}$). In the tectonic depression at the intersection of these two linear trends leptite-like and lepidoblastic gneisses make their appearance. Weak maximum $235/15^{\circ}$ suggesting a south-western inclination of the whole block occurs throughout this sub-area which is a passage area from the northern to the central part of the Sowie Mts. Nearly W—E trends are also observable near Głuszyca and in Mt. Włodarz. South-east of the above considered areas there is a distinct predominance of lineation trends grouped in the second (SE) quadrant of diagrams, as has been shown by the writer in several diagrams from Mt. Sowa (Grocholski 1964). The presence of two old fragmentarily preserved elevations may be deduced by analysing the dip directions of fold axes and other linear structures in the central area. One oc-

curs at the height of Glinno, the other in the vicinity of Mt. Wielka Sowa.

The total lineation diagram of the southern area, plotted on the basis of 604 linear measurements, exhibits maxima identical with those in the lineation of the central area, i. e. $125/30^{\circ}$ (fig. 9c). These diagrams differ in that within the central area of the Sowie Mts. the linear structures deviate to the south while in the southern area analogous structures deviate to the east. In the northern part of the southern area of the Sowie Mts. the writer has observed in several cases sub-meridionally directed fold structures, hardly discernible in the rock mass, which had been disturbed by a NW—SE fold (Grocholski 1964). In the southern area of the Sowie Mts. boudinage features are rather rare.

In all the three total diagrams for the northern, central and southern areas, there are minor but distinct, centrally placed maxima which suggest steep, nearly vertical linear structures. Most of these abruptly dipping lineations occur in the central part of the Sowie Mts. This is caused by the rotation of linear structures in the proximity of steep dislocations, especially near to the tectonic grabens filled by Culm deposits. The NW—SE undulation of fold axes resulting from compression parallel to the trend of the axes is also supposed responsible for the formation of the steeply dipping folds. The undulation of the just mentioned folds has been observed and measured by the writer in profiles of several outcrops transversal in relation to the southern part of the Sowie Mts. Besides these afore mentioned elevations that of Gąsiorek, between Podlesie and Nowa Wieś, is similar in origin. The Czeszka elevation may have formed later and it is probably younger than all the three remaining ones (fig. 13). The subsurface structural development of the substratum which distorted folds formed during synkinematic migmatitisation is probably the third factor responsible for the formation of steep linear structures in the vicinity of Mt. Wielka Sowa, Potoczek, Kamionkowo and Kłasztorzysko. Folds occasionally encountered in these regions are on the whole symmetrical, with the limbs of folds abruptly narrowing downwards (Grocholski 1964). Such folds, produced by the intense action of the vertical component of movement, distort other gneiss structures (pl. V, phot. 1). This type of symmetric folds formed either in the late phases of synkinematic migmatitisation, being directed NW—SE, or they may represent a later part mobilisation of migmatites. In the cores of the upright folds here considered one may sometimes observe structurally homogenised gneisses with poorly or hardly at all detectable directional structures.

Flexures that formed on limbs of major folds also belong to linear structures. Their distribution and spatial orientation are illustrated in table II. The breadth of the slopes of these flexures ranges from some tens of centimetres to several metres. They are directed from NW to SE. Their slopes are inclined NE, occasionally SW. They formed during the high folding. Minor flexures, a few centimetres broad, found in the Inner Sudetic fault zone are referred to younger structures of this type. They stretch parallel to the marginal dislocation (NW—SE) and have a SW inclination.

Field observations and an analysis of the statistical data on linear structures allow to determine the time sequence of these various fold-like dislocations.

In the writer's opinion the oldest ones (B_0) are the relict meridional, north-dipping structures in the northern part of the Sowie Mts. and in the Pełcznica valley, the axes of microfolds near Lubachów with an analogous inclination, and the just mentioned relics of folds plunging south near Kamionkowo. These linear features are discernible in detailed diagrams (figs. 6c, 7c) but are hardly detectable in total diagrams.

Linear structures directed NW—SE ($125/30^\circ$) are very distinct in the central and southern parts of the gneiss area but not so clear in the northern part. They are fold structures (B_1) associated with the synkinematic migmatitisation which represents the high pre-Cambrian folding in the Sowie Mts. In this system amphibolites of the older generation and paragneisses of the lepite type, also lepidoblastic gneisses, were affected by lenticular boudinage. Fold structures (B_2) directed SW—NE resulted from later compression trending NW—SE. Gneisses and associated rocks of strongly variable plasticity were then deformed. Laminated gneisses and the younger generation of amphibolites were also partly affected by boudinage.

As has been afore mentioned, structures directed SW—NE (B_2) are characteristic of the northern area. The older structures of the B_0 and B_1 systems were partly remodeled by them, which also resulted in the undulation of the B_1 axis. In the vicinity of the Bystrzyca river and in adjacent regions a transition zone between the area where NE—SW trends dominate and that with predominant NW—SE trends. In the passage zone there is an alternation of the B_1 and B_2 lineation directions. The B_2 folding system decreased in intensity towards the south-east. Within the passage zone and in the vicinity of Mt. Wielka Sowa and Srebrna Góra structures of the B_1 system have been partly rotated to a nearly W—E position. The meri-

dionally directed zones of brecciation of laminated gneisses in the proximity of Lubachów and Potoczek probably formed also at the time of the B_2 system of foldings. Later the brecciation zones were largely healed by recrystallisation under static conditions. Hence it may be supposed that the fold movements in the Sowie Mts. were polytectonic in character and that their development occurred during non-synchronous tectogenetic events.

A recognition of the views of K. Smulikowski (1952), H. Teisseyre (1956), and E. Bederke (1956) that the Sowie Mts. gneisses were a rigid intermountainous element during Caledonian orogeny reasonably suggests that all the above mentioned fold systems of the Sowie Mts. are pre-Cambrian.

In the vicinity of Głuszyca, folds of different age display virgation: folds of the B_1 system are fanned out to the south-east while north of Głuszyca folds of the B_2 system are directed NE.

The „a” lineation is very rare in the Sowie Mts. It is represented by longitudinal thickenings and S—W directed linear elongations of quartz-feldspar aggregates concordant with dip of foliation of gneisses in the vicinity of Sierpnica and Sokolec.

Rock fractures

The problem of rock fractures in the Sowie Mts. was not the paramount object of the writer's structural researches. On the basis of the obtained material and the observation of linear structures and fault-like deformations it was possible to trace certain regularities in this connection. In the vicinity of Mt. Wielka Sowa (Grocholski 1964) and in rock-fracture diagrams of the Bystrzyca valley (fig. 7g, h, i) maxima of the fracture-plane projection points are seen to occur in perpendicular position to the lineation maxima. These fractures usually have smooth parallel planes and produce a distinct system of minute fractures in the outcrops. The planes of the latter fractures usually dip in a direction opposite to that of the inclination of linear structures. Hence, they occur in the ac plane of strain ellipsoid where the b axis is parallel to the axis of B folds. These fractures are the result of tension.

Fractures with uneven surfaces and varying dip angle are generally represented by much weaker maxima. The fractures are on the whole parallel to the B axis of folds, corresponding to E. Cloose's (1946) S_3 planes fracture cleavage. The fractures are mostly caused by shear tension. Fractures observable in the zone of major faults are similar to but generally younger

than those mentioned above. They formed at various periods of discontinuous deformations.

In competent rocks such as granites, amphibolites and quartz veins or pegmatites, the writer has observed well developed sets of tension- or shear fractures. Various mutually overlapping systems of fracture have also been observed in zones of strong tectonic disturbance near Srebrna Góra, near to Zamek Grodno in the Bystrzyca valley and within the marginal Sudetic fault zone. These systems were connected with B_1 and B_2 fold systems as well as with younger fault generations. Cleavage is produced in fault zones by a dense net of fractures cutting the foliation at varying angles, for example in the region of Wielka Sowa.

Marginal and inner dislocations

The discussion on discontinuous deformations will here deal first with marginal dislocations and then with the major faults and overthrusts in the interior of the Sowie Mts.

The Sowie Mts. and a part of the Wałbrzych Highland, which is built of gneisses, form together a tectonic horst situated between two major dislocations: the marginal Sudetic fault in the north-east, and the Inner Sudetic fault in the south-west. The two faults meet near Srebrna Góra. The northern part of the Sowie Góry gneisses in the Sudetes is bordered in the west by an extension of the Strumyk dislocation, in the north by the Szczawienko dislocation (Teisseyre 1957). The polygenic system of dislocations along the south-western margin of the Sowie Góry gneisses has been discussed by the writer in a series of publications (1958—1961). Between Szczawno and Głuszyca gneisses steeply overthrust Lower Carboniferous deposits, the Wałbrzych beds and the conglomerates of Biały Kamień (fig. 4, profile A—A'). The gneiss structures intersect here at varying angles the marginal dislocation. The structural relations in the zone of the Inner Sudetic fault are illustrated in table I and fig. 4, profiles B—B' and C—C', also in fig. 13. The throw of the Inner Sudetic fault is up to 1 000 m. in height. Except for the southern area the gneiss structures are on the whole concordant with and parallel to the direction of the marginal fault.

The gneisses of Mikołajów which are a S—W elongation of the Sowie Góry gneisses crop out within the Bardo structure of the marginal Sudetic fault zone. As is currently known, the marginal Sudetic fault stretches from the vicinity of Bolesławiec in the north-west to the crystalline massif of Pradziad in the south-

-east. Within the Sowie Mts. range this dislocation is distinctly indicated in the morphology of the terrain. The amplitude of the marginal Sudetic fault is estimated between 600—320 m., according to L. Pernarowski (1964) the foreland of the gneiss area was lowered in the Tertiary ca. 450 m. in relation to the mountain gneiss area. According to H. Cloose (1922) the origin of this dislocation dates back to the Variscan movements. On the whole, the gneiss structures are oriented discordantly to the marginal dislocation. Locally, however, foliation is adjusted to the direction of faulting. Within the dislocation zone of Szczawienko the adjustment of the foliation of gneisses to this dislocation bordering them in the north is quite frequent. The zone of cataclasis and mylonitisation is here relatively narrow, widening in places of transversal faults. The Szczawienko fault plane dips steeply to the north. This dislocation probably dates back to the formation of the Świebodzice depression in the Upper Devonian.

The lineation pattern, the intersection and character of the marginal dislocation, all indicate that the horst of the Sowie Mts. plunges south-east and is inclined north-east. Near Srebrna Góra, therefore, we may observe the shallowest intersection horizons and the strongest tectonic disturbance of the gneisses.

The Sowie Mts. are cut by a dense net of dislocations varying in age (table I, fig. 4). The faults and overthrusts have been mapped in a terrain whose exposition is not uniform. Their inventory will be supplemented with the advance of the planned geophysical and mining operations. Some difficulties are encountered in the dating of dislocations because the Upper Visean deposits are the only ones in the Sowie Mts. that are palaeontologically documented. Observations of the relation of faults and overthrusts to the Variscan and pre-Variscan vein rocks provide suggestions as to the age of certain dislocations.

Micro-relics of blastomylonites, dating back to a time before the setting in of conditions of the granulite facies (pl. II, phot. 1) indicate the occurrence of old strong pre-Cambrian events which it is not possible to reconstruct owing to their fragmentary preservation.

Fold movements of the B_2 system occurred in the geologic time interval between the syn-kinematic migmatitisation (system B_1 of, folds) and the homogenisation and re-crystallisation of gneisses. The formation of zones of brecciation of the laminated gneisses probably dates back to that time. The trend of the zones was sub-meridional; near Lubachów and Potoczek

this is indicated in the most important gneiss outcrops whose structure had partly yielded to homogenisation. Locally the structural homogenisation of gneisses had occurred earlier, in the final phase of synkinematic migmatitisation.

Younger than the afore mentioned dislocations, but dating back to the pre-Variscan, are dislocations also with a meridional or NW—SE direction, whose zones had been intruded upon by rocks having gabbroidal chemical components, also by the younger generation of serpentinites. In what age is concerned these rocks are connected with analogous products of the margin of the Sowie Mts. block. In small amounts they also occur within the zone of the Inner Sudetic fault between Sierpnica — Woliborz also in the dislocation zone between Pniaki — Kamionkowo — Rościszów. The latter dislocation divides the Sowie Mts. into a central and a southern part. Within this fault zone tectonic movements have occurred several times, occasionally in opposite directions (Grocholski 1964). To this system also belong faults in the Pieszycki stream valley. They are well marked in the morphology of the terrain and caused the rotation of linear structures and of the foliation. In connection with the repeated structural movements along the Kamionkowo — Rościszów dislocation, hydrothermal processes developed in the younger Palaeozoic. They led to the local mineralisation of this zone by lead and silver compounds. The NE—SW directed dislocations, extending from the vicinity of Sierpnica — Wielka Sowa — to Rościszów — Padole are probably older, too, since hyperites are found within these fault zones. After the intrusion of Variscan porphyries, porphyrites and kersantites these dislocations were rejuvenated. In the depressed area, between the above mentioned dislocations of Wielka Sowa and Kamionkowo, products of the Culm of Sokolec and Kamionkowo were deposited. The dislocations that delimit grabens filled by Culm deposits, occasionally form faults rejuvenated during the Variscan movements. An example is provided by the mylonitisation zone near Rieczka (Grocholski 1964) and the dislocation zones in the southern part of the Sowie Mts. near the Woliborz pass in the vicinity of Grodziszcze, Podlesie and Przygórze.

During the Variscan orogeny rejuvenation affected some of the older dislocations in the Sowie Mts. while new faults and overthrusts formed. Along these dislocations the various fragments of the gneiss block were mutually displaced with the prominent co-operation of the vertical component of movement, thus producing a number of tectonic grabens and horsts.

Mainly gravitational faults formed during the earlier phases of Variscan orogeny. During the later phases compression faults are observable as steep overthrusts in the direction of the Middle Sudetic syncline. This is particularly conspicuous in the northern part of the Sowie Mts. (fig. 12).

The trend of dislocations, differing in age, is diagrammatically indicated for the Bystrzyca valley (fig. 6a, b). Faults containing serpentinite and pegmatite veins are regarded as pre-Variscan. They exhibit strong dispersion of directions. This suggests strong differentiation of the fault systems attained before the Lower Carboniferous period. The most common dislocations are directed NE—SW, with the fault planes dipping usually NW. Faults directed: 90/80 S, 145/80 NE, 175/70 and 5/70 are those most frequently found.

North of the Bystrzyca valley, faults with a sub-meridional or NW—SE direction are often encountered. Usually they are associated with mineralisation. Dislocations with N or N—W directed fault planes contain in their fault zones such minerals as quartz, calcite, compounds of copper and other elements. Dislocations dipping in the opposite direction are usually accompanied by beryl and compounds of zinc and lead in minor amounts.

The general tendency of the displacement of gneisses within discontinuous dislocation zones is shown in the point diagram of slip striation (fig. 8a) and in the map of microstructures (table II). Among the 166 measurements of slip striae, $\frac{1}{3}$ indicate horizontal faults or sub-horizontal dislocations within the zone of rejuvenated faults. Steep, nearly vertical dislocations are represented by $\frac{1}{6}$ of the measurements, while the other dislocations are covered by the remaining half of the writer's observations. Nearly two thirds of the measurements of slip striae indicate a relative displacement trend along the NE—SW fault planes. This means a nearly perpendicular relation to the longitudinal axis of the Sowie Mts. horst and to the dominant fold structures of B_1 system. The influence of the marginal dislocations directed NW—SE is relatively of small importance. A great part of slip striae with an equatorial or sub-equatorial direction derive from zones of meridionally directed gravitational faults in the vicinity of Lubachów in the Bystrzyca valley. A part of the slip striae grouped in the first (NE) quadrant of the diagram is connected with overthrusts to the S and SW. A similar tendency is noted in the slip planes between Nowa Wieś and Srebrna Góra.

ON THE STRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE SOWIE MTS., AND THEIR STRUCTURAL UNITS

The horst of the Sowie Mts. uplifted in the Tertiary, represents a fragment of the deep substratum of the Central Sudetes. The here described and discussed material reasonably suggests that the high pre-Cambrian folding was connected with synkinematic migmatitisation. The migmatitisation resulted in structures where the axes of B_1 folds strike at about 125° , dipping SE at an average angle of 30° with a south-western direction sense of movement. The cores of these folds often consist of microclitic gneisses with an augen texture (granite-gneisses). The older (B_0) structures, meridionally directed, are fragmentarily preserved.

The consolidation of system B_1 structures was followed by their part remodelling, particularly in the northern part of the investigated area. Processes of brecciation, cataclasis, rotation and undulation of older (B_1) structures have been indicated. In cases where migmatite gneisses were partly regenerated and attained a state of plasticity, folds of the B_2 system formed with a NE—SW trend. The formation of the B_1 and B_2 fold systems was associated with minor intrusions of various generations of gabbroid and peridotite rocks, also with processes of granitisation and pegmatitisation.

The folding movements were followed by recrystallisation performed in at least two phases. One of them occurred under static conditions favourable to further structural homogenisation of the gneisses (metamorphic tonalites), while the second phase of recrystallisation was connected with Caledonian or early Variscan orogeny and is indicated by diaphoresis and the appearance of phengite. During the Variscan orogeny the Sowie Mts. were affected by strong disjunctive strain producing the disintegration of the Sowie Góry gneisses into several horsts and grabens. The blocks thus formed in the Sowie Mts. provided a basis for the separation of the central and southern parts of the investigated area into minor structural units. Early Variscan or younger movements are characterised by strong tangential pressures in the relatively shallow intersection horizons. Steep overthrusts, distortion of older elements and horizontal faults formed at that time.

In the light of structural development of the mountainous part of the Sowie Góry gneisses the writer has distinguished the northern, central and southern parts of the area under investigation. The boundaries separating these parts are of tectonic character.

The unit of Piaskowa Góra has been distinguished in the northern part of the Sowie Góry gneisses as one where linear structures generally have a N or NE inclination. Processes of pegmatitisation are here indicated, also an increase in the content of kali feldspar, sillimanite and garnet in old crystalline rocks. Far north has been noted a narrow zone of gneissic cataclases, near to the marginal dislocation of Szczawienko. Another, pre-Variscan element is represented in the occurrence area of cordierite gneisses where NW—SE and SW—NE lineation trends have been observed. The oligoclase-biotite gneisses surrounding this unit plunge under cordierite gneisses whose presence seems connected with a depressed form (fig. 4, geologic section A—A'). An independent pre-Cambrian element consists of gneisses with homogenised structures (tonalite-like) in the vicinity of Nieganów and Lubachów. These are, moreover, characterised by dispersion of the lineation and foliation trends, and by numerous young slip striae.

Granulites from Zagórze Śl. and Bystrzyca Górna, with the accompanying amphibolites, pyribolites and serpentinites, constitute old independent structural elements. In these rock assemblages the directional structures generally have a NE—SW trend. In the remaining part of the northern area the NE directions distinctly dominate over the SE trends. Transitional features are observable in the region of the Bystrzyca valley. Equatorial trends dominate in the western and central sectors of the Bystrzyca gap across the Sowie Mts., while NW—SE linear structures are more frequent in the east. Another characteristic feature of the Bystrzyca valley and of the adjacent area are numerous relatively young faults and overthrusts.

In the central area, features of transitional character, with strong dispersion of the lineation directions, are found in the region of Walimka and Młynówka, also in the units of Jedlińska Kopa, Michałkowa and Wawrzyn (fig. 13). These blocks form horsts between Culm-filled depressions and marginal dislocations. The occurrence areas of the Sowie Góry Culm sequence of Walim, Glinno, Bojanice, Sokolec and Kamionkowo which are delimited by faults, have been lettered A—E.

Structures with NW—SE trends dominate within an area lying south-east from the line Głuszyca — Glinno — Bojanice. Four structu-

ral elements have been here distinguished by the writer in the central part of the Sowie Mts.: Sierpnica, Wielka Sowa horst, the unit of Rościszów — Lutomia, and the dislocation zone of Rzecznka. The element of Sierpnica is depressed in relation to the tectonic horst of Wielka Sowa. Practically all the occurrence sites of the Sowie Góry Culm, fibrolite gneisses and porphyrites, are concentrated in the central part of the Sowie Mts. In the southern unit of the central area the presence is also occasionally noted of two-mica gneisses and of the main zones of microcline-gneisses (granite-gneisses). Oligoclase-biotite gneisses, locally with homogenised structure, occupy almost exclusively the region of Rościszów — Lutomia.

In the southern Sowie Góry the writer has distinguished the following individual blocks which form independent elements or minor structural units: central block which is an extension of the Wielka Sowa horst, west of the

central block, gneiss thrust faults among Carboniferous deposits within the Inner Sudetic fault zone, and the Golec graben filled by Namuriar deposits. To the north-east of the just mentioned elements, along the marginal Sudetic fault, occur the unit of Czyżyk, the unit of Chmieliny depressed in relation to the last named unit, the unit of Kuczaba and the amphibolite element of Wiewiórka. Farther SE we see an area raised in relation to the adjacent units as the tectonic horst of Czeszka. The Karczmarka unit is depressed in relation to the Czeszka horst. In the south-east, from Przygórze and Grodziszczce to Srebrna Góra and Mikołajów we observe breccias, cataclasites and mylonites of the structural zone of Srebrna Góra. A minor structural zone has developed in the vicinity of the Woliborz pass, bounded by the central element, the horst of Czeszka and the element of Karczmarka (fig. 13).

THE SOWIE GÓRY STRUCTURES IN THE BACKGROUND OF OTHER SUDETIC STRUCTURES

Problems connected with the Moldanubian and Assyntian movements within the Bohemian craton and its peripheral areas continue to be studied and discussed by such eminent geologists — interested in this field — as: H. Teisseyre (1956, 1964), E. Bederke (1956, 1963), H. Stille (1958), Z. Misař (1958, 1962), O. Kodym (1961), G. L. Davis & W. Schreyer (1963) and many others.

Ample new scientific material has been provided by the structural investigations of the Sudetes, initiated by H. Teisseyre and now continued by his disciples. It is still premature

to attempt even a tentative dating of the pre-Caledonian rock deformations. The table given below contains data obtained by the structural investigations of areas in the immediate or more distant neighbourhood of the Sowie Mts. range. It suggests certain spatial analogies between the direction of lineation in Caledonian structures (1—2) and those in the old-crytalline Sudetic formations (3—7).

The time sequence of structures in various regions with similar spatial orientation does not imply their synchronous formation.

No	Region	Author	Relative sequence and lineation direction		
1	N part of Kłodzko metamorphic block	I. Wojciechowska 1962	B_1 (ESE—WSW)	—	B_2 (N—S)
2	Kaczawskie Mts.	H. Teisseyre 1964	B_1 (E—W) (90/20°)	B_2 (NE—SW)	B_3 (NE—SW)
3	Sowie Mts.	W. Grocholski 1964	B_0 (N—S)?	B_1 (NW—SE) (125/30°)	B_2 (SW—NE) E—W
4	Bystrzyckie Mts.	M. Dumicz 1964	B_1 (N—S)	B_2 (NW—SE)	B_2 (E—W)
5	Złote Mts.	J. Don 1964	B_1 (NNE—SSW)		
6	Krowiarki	J. Don 1964		B_2 (NE—SE)	
7	Unit of Międzygórze — Śnieżnik Kłodzki	H. Teisseyre 1964	B_1 (N—S)	B_2 (NW—SE)	B_3 (E—W) or NE—SW

ACKNOWLEDGMENTS

The writer is most sincerely grateful to Professor Walery Goetel, Professor Kazimierz Smulikowski and Professor Henryk Teisseyre for their critical comments on the present paper. The preparatory field work was made possible through the friendly assistance from Professor K. Smulikowski and Professor H. Teisseyre. The writer's research work has been subsidised first by the Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences, subsequently by the funds of the Wrocław University.

Cordial thanks are herewith conveyed to Dr

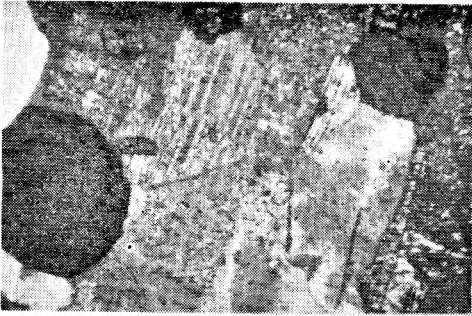
Alfred Majerowicz from the Department of Mineralogy and Petrography of the Wrocław University for his kind revision of the writer's petrographic determinations of thin slides.

Words of thanks are also due to Dr Maria Kozłowska-Koch from Warsaw and to Dr H. J. Behr and M. Kurze from the Bergakademie of Freiberg for the most interesting scientific discussions with them in the Sowie Góry Mts. Tadeusz Morawski, a colleague from the Institute of Geology in Wrocław very kindly made available to the writer his draft texts of papers on the petrology of the Sowie Mts.

Department of General Geology
of the Wrocław University
December, 1964

PLANSZA I
PLATE I

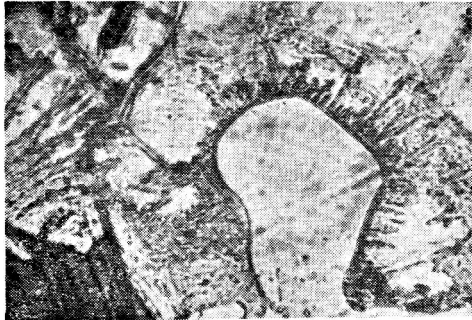
- Fot. 1. Warstewkowy gnejs migmatytowy. Widoczne granaty na tle nieco zserycytowanych plagioklazów. Plagioklasy mają przemieszczone lamele bliźniacze. Południowy brzeg jeziora zaporowego na Bystrzycy, odsłonięcie II/63. Nikole częściowo skrzyżowane. Pow. około $\times 70$
Laminated migmatitic gneiss. Garnets are visible in a background of slightly sericitised plagioclases. The plagioclases have disturbed twin lamellae. Southern shore of an artificial lake on the Bystrzyca stream, outcrop II/63. Partly crossed nicols. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 2. Gnejs migmatytowy oligoklazowo-biotytowy. Struktury na granicy jasnych ziarn kwarcu i nieco ciemniejszego plagioklazu o wyglądzie przerostów mikropegmatytowych. Odsłonięcie 5/63 przy torze kolejowym między Jugowicami a Walimem. Nikole skrzyżowane. Pow. około $\times 70$
Migmatite oligoclase-biotite gneiss. Structures at the boundary of light grains of quartz and the somewhat darker grains of plagioclase are like intergrowths of micropegmatite in appearance. Outcrop 5/63 along the railway line between Jugowice and Walim. Crossed nicols. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 3. Gnejs kordierytowy. Pinityzacja kordierytu postępuje od brzegów w głąb kryształu kordierytu. Z lewej strony u dołu widoczny fragment biotyty. Odsłonięcie 28/64 w południowym zboczu doliny Złotnicy w Dzieńmorowicach. Bez analizatora. Pow. około $\times 35$
Cordierite gneiss. Pinitisation of cordierite proceeds from the margins into the interior of the cordierite crystal. At the left bottom a biotite fragment. Outcrop 28/64 on the southern slope of Złotnica valley at Dzieńmorowice. Ordinary light. Magn. cir. $\times 35$
- Fot. 4. Kryształ kordierytu nieco spinityzowany. Widoczne igiełki sylimanitu ułożone są w kierunku lewego, górnego naroża zdjęcia. Lokalizacja jak dla fot. 3. Bez analizatora. Pow. około $\times 35$
Somewhat pinitised cordierite crystal. Sillimanite crystals arranged in the direction of the left top corner of photo. Localisation as in phot. 3. Ordinary light. Magn. cir. $\times 35$
- Fot. 5. Gnejs fibrolitowy, warstewkowy. Igiełki sylimanitu przerastają się z kwarcem i biotytem, występując miejscami w formie pilśni fibrolitowej. Szczyt Włodarza, odsłonięcie 230. Nikole skrzyżowane. Pow. około $\times 70$
Fibrolite laminated gneiss. Sillimanite crystals are intergrown with quartz and biotite. Locally they are like fibrolite felt. Top of Mt. Włodarz, outcrop 230. Crossed nicols. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 6. Gnejs hornblendowy z Jugowic. Odsłonięcie 1/64. Bez analizatora. Pow. około $\times 35$
Hornblende gneiss from Jugowice. Outcrop 1/64. Ordinary light. Magn. cir. $\times 35$
- Fot. 7. Leptytowy gnejs hornblendowy z granatami z Nieganowa. W plagioklazie widoczne zblźniaczenia albitowo-peryklinowe. Stary kamieniołom, odsłonięcie V/64. Nikole skrzyżowane. Pow. około $\times 70$
Leptytite hornblende gneiss with garnets of Nieganów. Albite-pericline twinnings visible in the plagioclase. Abandoned quarry, outcrop V/64. Crossed nicols. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 8. Drobnaziarnisty gnejs mikroklinowy z południowego brzegu jeziora zaporowego na Bystrzycy, odsłonięcie 56/63. Nikole skrzyżowane. Pow. około $\times 70$
Fine-grained microcline gneiss from the southern shore of the artificial lake on the Bystrzyca stream, outcrop 56/63. Crossed nicols. Magn. cir. $\times 70$



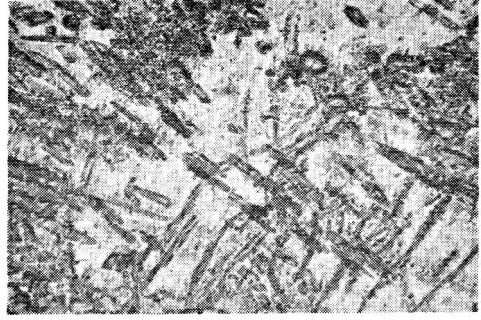
Fot. 1



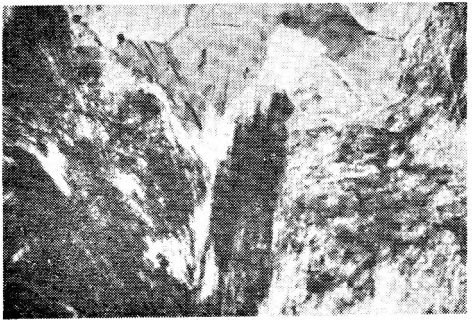
Fot. 2



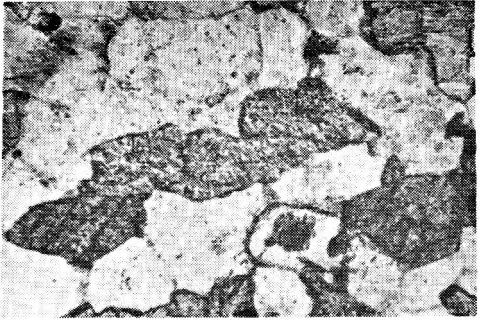
Fot. 3



Fot. 4



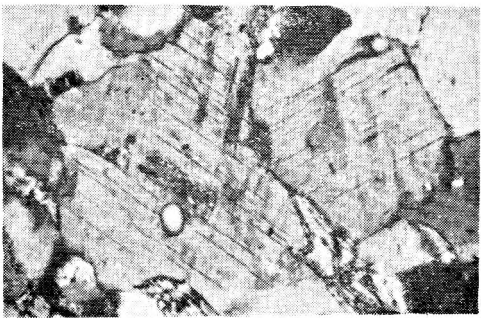
Fot. 5



Fot. 6



Fot. 7



Fot. 8

PLANSZA II
PLATE II

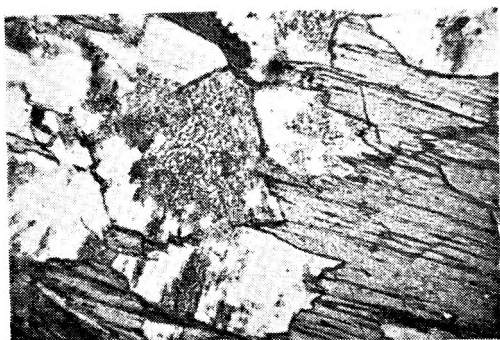
- Fot. 1. Gnejs migmatytowy z granatami. Z lewej strony u góry widoczny relikw strukturę blastomylonitycznej. Północny brzeg Bystrzycy (Bystrzyca Górna). Odślonięcie 147/63. Nikole częściowo skrzyżowane. Pow. około $\times 70$
Migmatite gneiss with garnets. At left top a relic of blastomylonitic structure is visible. Northern bank of Bystrzyca stream (Bystrzyca Górna). Outcrop 147/63. Partly crossed nicols. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 2. Gnejsy granoblastyczne o teksturach homofanicznych z fibrolitem. Odślonięcie 67/62 między Rościszowem a Potoczkiem. Nikole skrzyżowane. Pow. około $\times 45$
Granoblastic gneisses with homogenised textures with fibrolite. Outcrop 67/62 between Rościszów and Potoczek. Crossed nicols. Magn. cir. $\times 45$
- Fot. 3. Gnejs mikroklinowy — granitognejs. Z prawej biotyt; skalenie silnie zsericytowane. Odślonięcie XI/64 przy zakręcie szosy z Kamionkowa na przełęcz Jugowską. Bez analizatora. Pow. około $\times 35$
Microcline — granite-gneiss — gneiss. Right side there is biotite, strongly seriticised feldspars. Outcrop XI/64 where the public road from Kamionkowo turns to Jugowska Pass. Ordinary light. Magn. cir. $\times 35$
- Fot. 4. Gnejsy mikroklinowe — granitognejsy ze strefy kataklazy i brekcjonowania na Obożnej Górze koło Nowej Wsi Kłodzkiej. Odślonięcie 577. Nikole skrzyżowane. Pow. około $\times 40$
Microcline gneisses — granite-gneisses from the zone of cataclasis and brecciation on Mt. Obożna Góra near Nowa Wieś Kłodzka. Outcrop 577. Crossed nicols. Magn. cir. $\times 40$
- Fot. 5. Granulit. Odślonięcie w łóżysku rzeki Bystrzycy (Bystrzyca Górna). Płytko cienka nr 147b/63. Nikole częściowo skrzyżowane. Pow. około $\times 70$
Granulite. Outcrop in the bed of the Bystrzyca stream (Bystrzyca Górna). Thin slide No. 147b/63. Partly crossed nicols. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 6 i 7. Granulit piroksenowy. Minerale ciemne na fot. 6 to granaty i pirokseny; wśród jasnych minerałów agregaty węglanowe. Odślonięcie 146A/63 w łóżysku Bystrzycy (Bystrzyca Górna). Fot. 6 — nikole częściowo skrzyżowane. Fot. 7 — bez analizatora. Pow. około $\times 70$
Pyroxene granulite. The light minerals in phot. 6 are garnets and pyroxenes showing carbonate aggregates among the light minerals. Outcrop 146A/63 in the bed of the Bystrzyca stream (Bystrzyca Górna). In phot. 6 the nicols partly crossed. In phot. 7 — ordinary light. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 8. Wapień krystaliczny z diopsydem i innymi krzemianami wapniowymi w pobliżu kontaktu z amfibolitem i żyłą pegmatytową. Odślonięcie 159/62 w zarzuconym kamieniołomie między Rościszowem a Pieszycami. Bez analizatora. Pow. około $\times 70$
Crystalline limestone with diopside and other calcium silicates near the contact with amphibolites and a pegmatite vein. Outcrop 159/62 in abandoned quarry between Rościszów and Pieszycy. Ordinary light. Magn. cir. $\times 70$



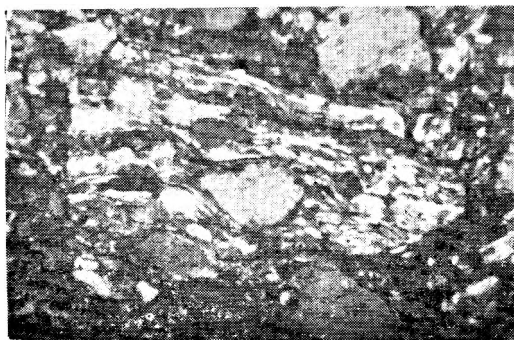
Fot. 1



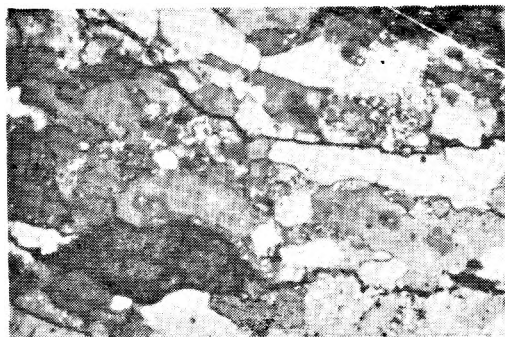
Fot. 2



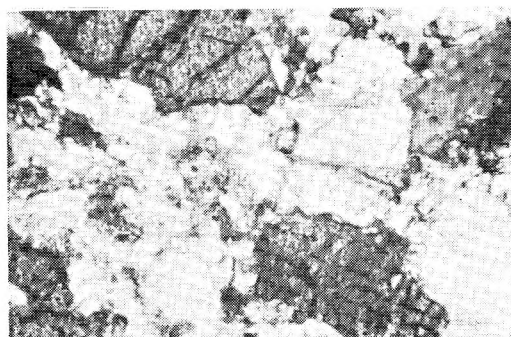
Fot. 3



Fot. 4



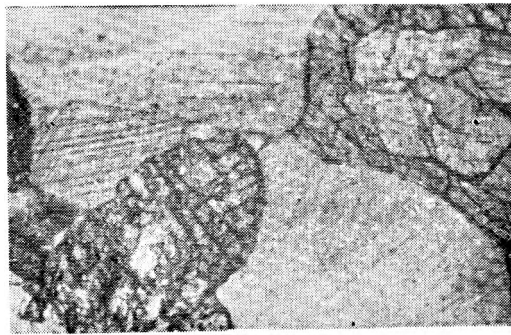
Fot. 5



Fot. 6



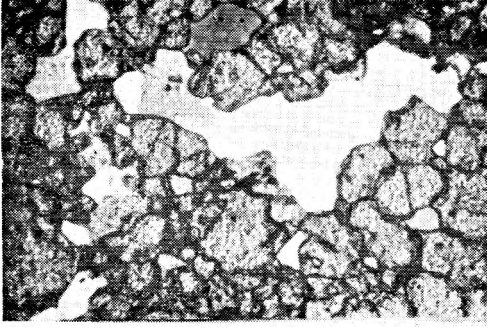
Fot. 7



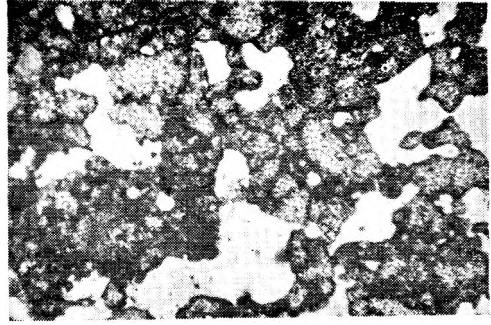
Fot. 8

PLANSZA III
PLATE III

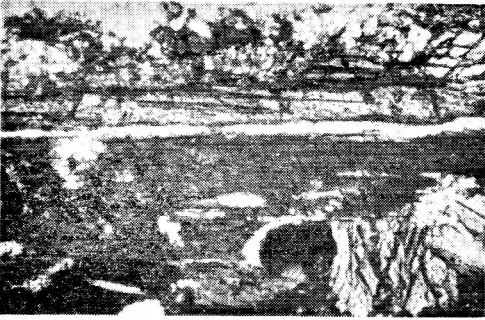
- Fot. 1. Skała wapienno-krzemianowa składająca się z granatów i kwarcu. Odsłonięcie 13/63 na wschodnim zboczu doliny Walimki w Walimiu Dolnym. Nikole częściowo skrzyżowane. Pow. około $\times 70$
Calcium-silicate rock composed of garnets and quartz. Outcrop 13/63 on the eastern slope of Walimka valley at Walim Dolny. Partly crossed nicols. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 2. Skała wapienno-krzemianowa będąca agregatem kwarcu, zoizytu i granatu. Widoczne szare skupienia zoizytu na tle jasnych kwarców i ciemnych ziarenek granatu. Próbką 58A/64 pobrana u wejścia do sztolni w dolinie Kłobio koło Sierpnicy. Nikole częściowo skrzyżowane. Pow. około $\times 27$
Calcium silicate rock which is an aggregate of quartz, zoisite and garnet. Grey zoisite concentrations are visible against the background of light quartzes and dark garnet granules. Sample 58A/64 taken from adit to a mining gallery in the Kłobia valley near Sierpnica Partly crossed nicols. Magn. cir. $\times 27$
- Fot. 3. Łupek aktynolitowy w amfibolicie z granatami. Odsłonięcie 144/62 na ENE od szczytu Swinka koło Grodziszcz. Nikole skrzyżowane. Pow. około $\times 70$
Actinolite shale in amphibolite containing garnets. Outcrop 144/62, ENE from top of Mt. Swinka near Grodziszcz. Crossed nicols. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 4. Skała piroksenowo-granatowo-amfibolowa (piribolit) z Zagórza Śląskiego pod zamkiem Grodno. Odsłonięcie 31/63. Bez analizatora. Pow. około $\times 70$
Pyroxene-garnet-amphibole rock (pyribolite) from Zagórze Śląskie near Zamek Grodno, outcrop 31/63. Ordinary light. Magn. cir. $\times 70$
- Fot. 5 i 6. Struktury kelyfitowe w amfibolicie z granatami. Odsłonięcie w starym wkopie koło Lutomi. Bez analizatora. Pow. około $\times 35$
Kelyphyte structures in amphibolite containing garnets. Outcrop in an old trench near Lutomia. Ordinary light. Magn. cir. $\times 35$
- Fot. 7. Hiperyt na południe od Dziećmorowic. Bez analizatora. Pow. około $\times 35$
Hyperite south of Dziećmorowice. Ordinary light. Magn. cir. $\times 35$
- Fot. 8. Leukokratyczny hiperyt. Na jasnym tle kwarców widoczne drobne amfibole na pograniczu warstewki jaśniejszej i ciemniejszej. Odsłonięcie z wkopu na wzgórzu 520 koło Rościszowa, nr 71/62. Bez analizatora. Pow. około $\times 70$
Leucocratic hyperite. Minute amphiboles are clearly seen against the light background of quartzes at the contact of the lighter and darker laminae. Outcrop from trench in hill 520 near Rościszów (No. 71/62). Ordinary light. Magn. cir. $\times 70$



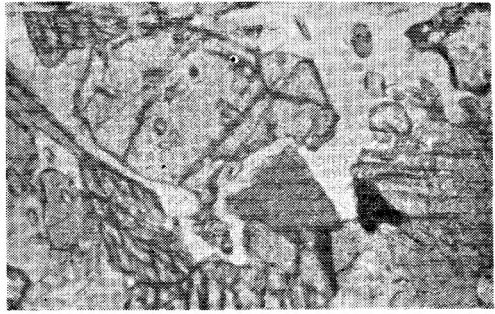
Fot. 1



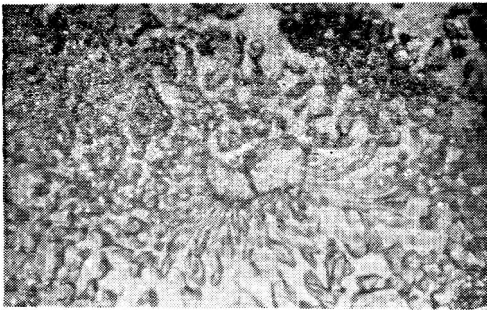
Fot. 2



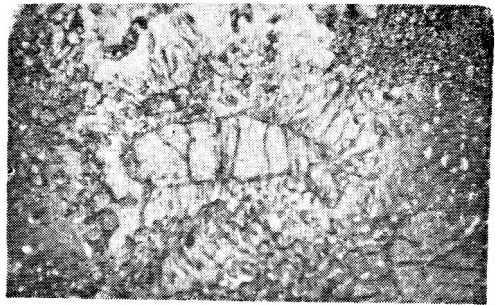
Fot. 3



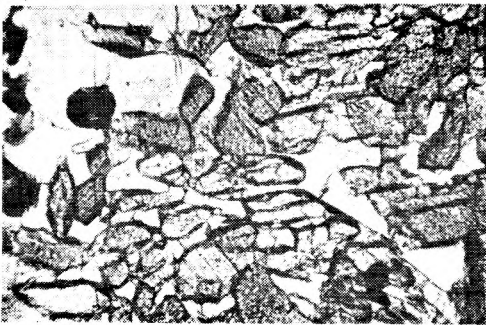
Fot. 4



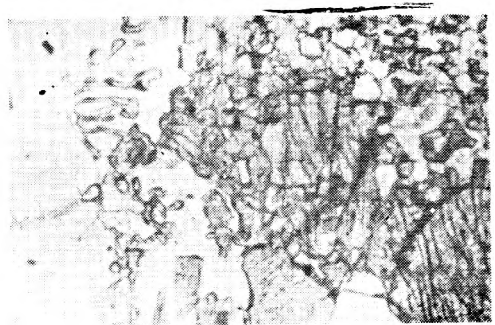
Fot. 5



Fot. 6



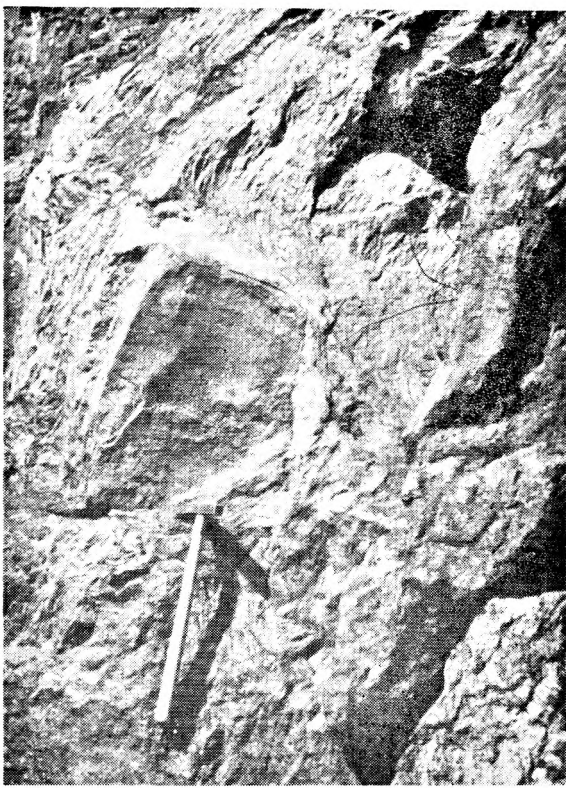
Fot. 7



Fot. 8

PLANSZA IV
PLATE IV

- Fot. 1. Głęboko wcięte doliny i parowy w północnej części Gór Sowich
Deeply incised valleys and gorges in the northern part of Sowie Góry Mts.
- Fot. 2. Fragment paragnejsów lepidoblastycznych wśród migmatytowych gnejsów warstewkowych nad jeziorem zaporowym w Lubachowie
A fragment of lepidoblastic paragneisses among migmatite laminated gneisses on the shore of the artificial lake at Lubachów
- Fot. 3 i 4. Gnejsy warstewkowe w Jugowicach
Laminated gneisses at Jugowice



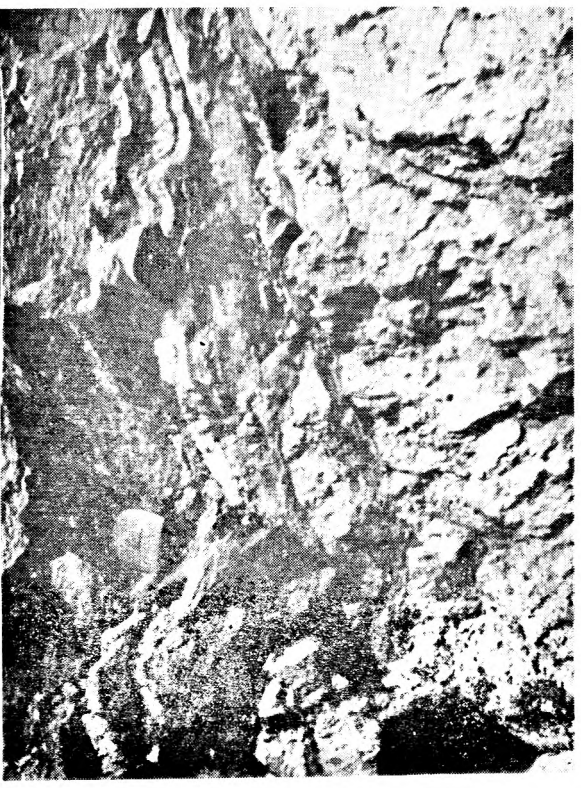
Fot. 2



Fot. 4



Fot. 1



Fot. 3

PLANSZA V
PLATE V

- Fot. 1. Fałd rozrywający swe otoczenie w gnejsach słojuowych pod szczytem Klasztorzyska
Fault squeezing into adjacent rocks in laminated gneisses near the top of Mt. Klasztorzyska
- Fot. 2. Fragment fałdu pochylonego w nieco zmigmatyzowanych paragnejsach między Jugowicami a Olszyńcem
Fragment of inclined fault in somewhat migmatitised paragneisses between Jugowice and Olszyniec
- Fot. 3. Skręt antyklinalny fałdu z porozrywanymi fragmentami gnejsów warstewkowych nad jeziorem zaprowym w Lubachowie
Anticlinal bend of fault with torn fragments of laminated gneisses on the shore of the artificial lake at Lubachów
- Fot. 4. Duża struktura budinażowa w gnejsach warstewkowych nad jeziorem zaporowym w Lubachowie
Large boudinage structure in laminated gneisses on the shore of artificial lake at Lubachów



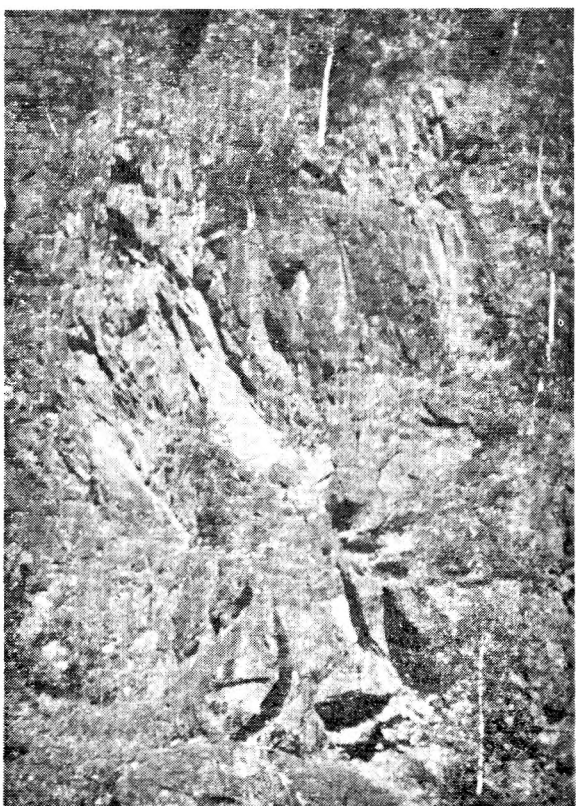
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

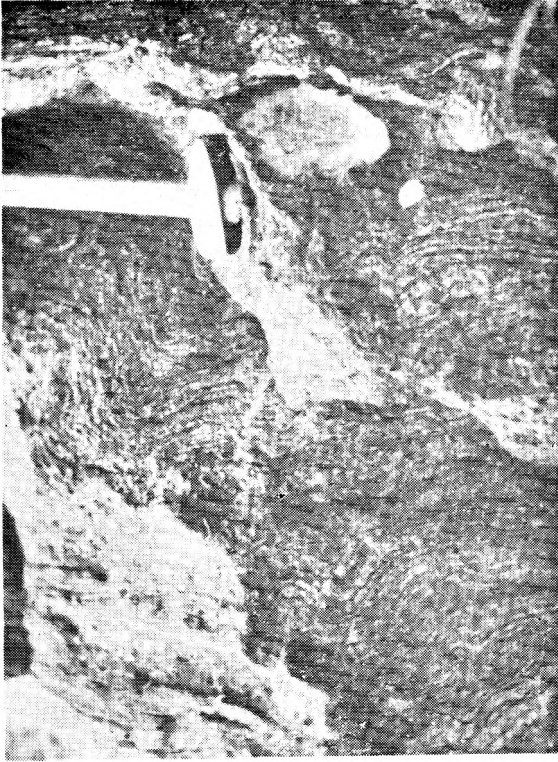


Fot. 4

Wojciech GROCHOLSKI — Tektonika Gór Sowich
Structure of the Sowie Mts

PLANSZA VI
PLATE VI

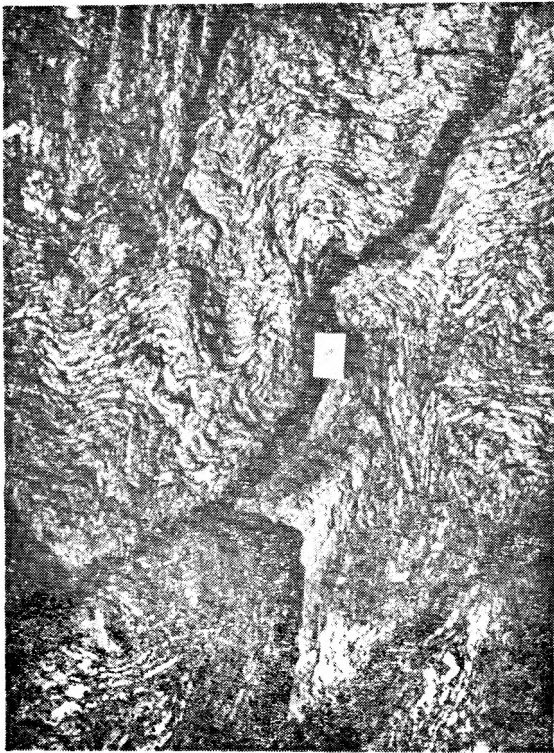
- Fot. 1. Sfałdowane gnejsy migmatytowe w odsłonięciu skalnym pod szczytem góry Korczak. Fot. Kościelny
Folded migmatite gneisses exposed below the top of Mt. Korczak
- Fot. 2. Tekstury oczkowe w gnejsach migmatytowych oligoklazowo-biotytowych w dolinie Młynówki na zachód od Glinna
Augen structures in migmatite oligoclase-biotite gneisses in the Młynówka valley west of Glinno
- Fot. 3. Fałd leżący i fałdki ciągnięte w warstewkowych gnejsach migmatytowych na północny-zachód od Zagórza Śląskiego
Recumbent fold and drag microfolds in laminated migmatite gneisses NW of Zagórze Śląskie
- Fot. 4. Jasne i ciemne granulity w łóżysku Bystrzycy (Bystrzyca Górna)
Light and dark granulites in the bed of Bystrzyca (Bystrzyca Górna)



Fot. 2



Fot. 4



Fot. 1



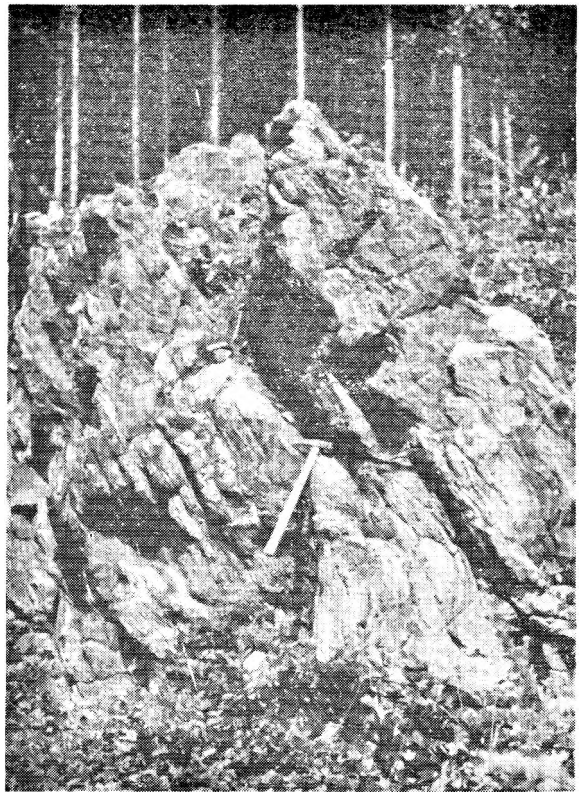
Fot. 3

PLANSZA VII
PLATE VII

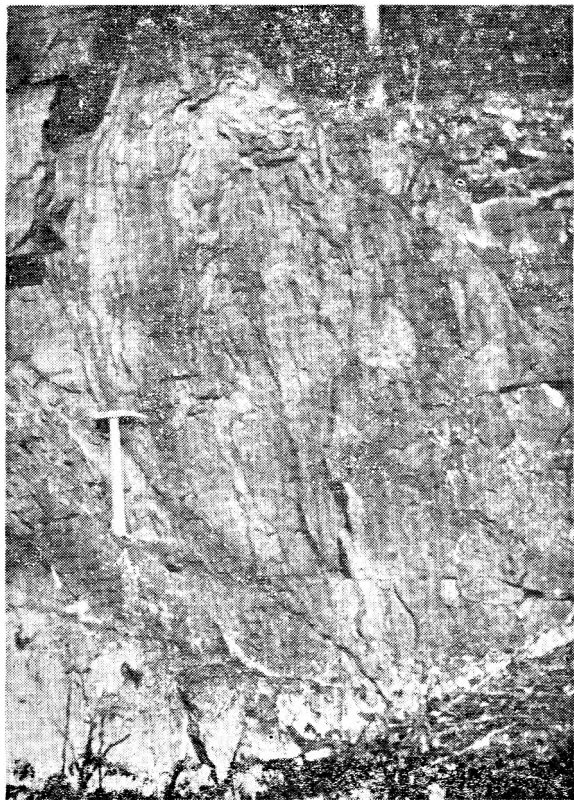
- Fot. 1. Odslonięcie sfałdowanych gnejsów migmatytowych pod szczytem Korczaka
Outcropping folded migmatite gneisses below the top of Mt. Korczak
- Fot. 2. Gnejsy migmatytowe w dolinie Bielawki
Migmatite gneisses in the valley of Bielawka
- Fot. 3. Ptygmaticznie sfałdowane gnejsy warstewkowe w strefie przejściowej od granitognejsów mikroklinowych do gnejsów fibrolitowych koło Głuszycy
Ptigmatically folded laminated gneisses in the transition zone of microcline granite-gneisses-fibrolite gneisses. Vicinity of Głuszycza
- Fot. 4. Odslonięcie skalne granitognejsów w rejonie Przełęczy Jugowskiej
Outcropping granite-gneisses in the vicinity of Jugowska Pass



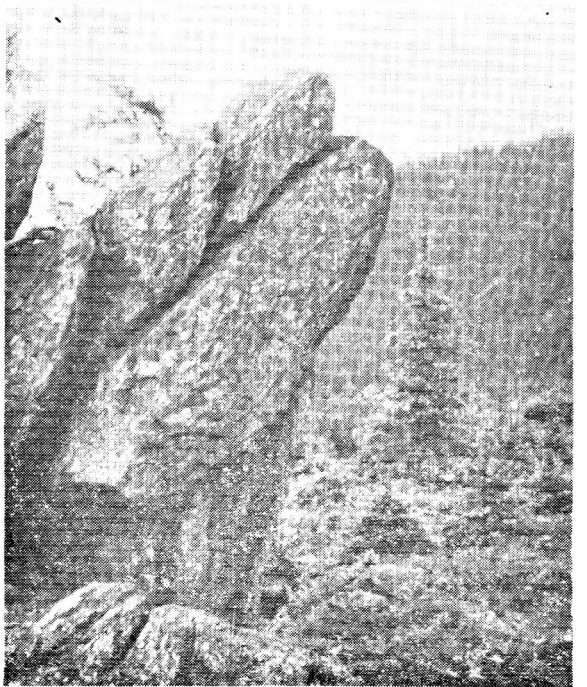
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

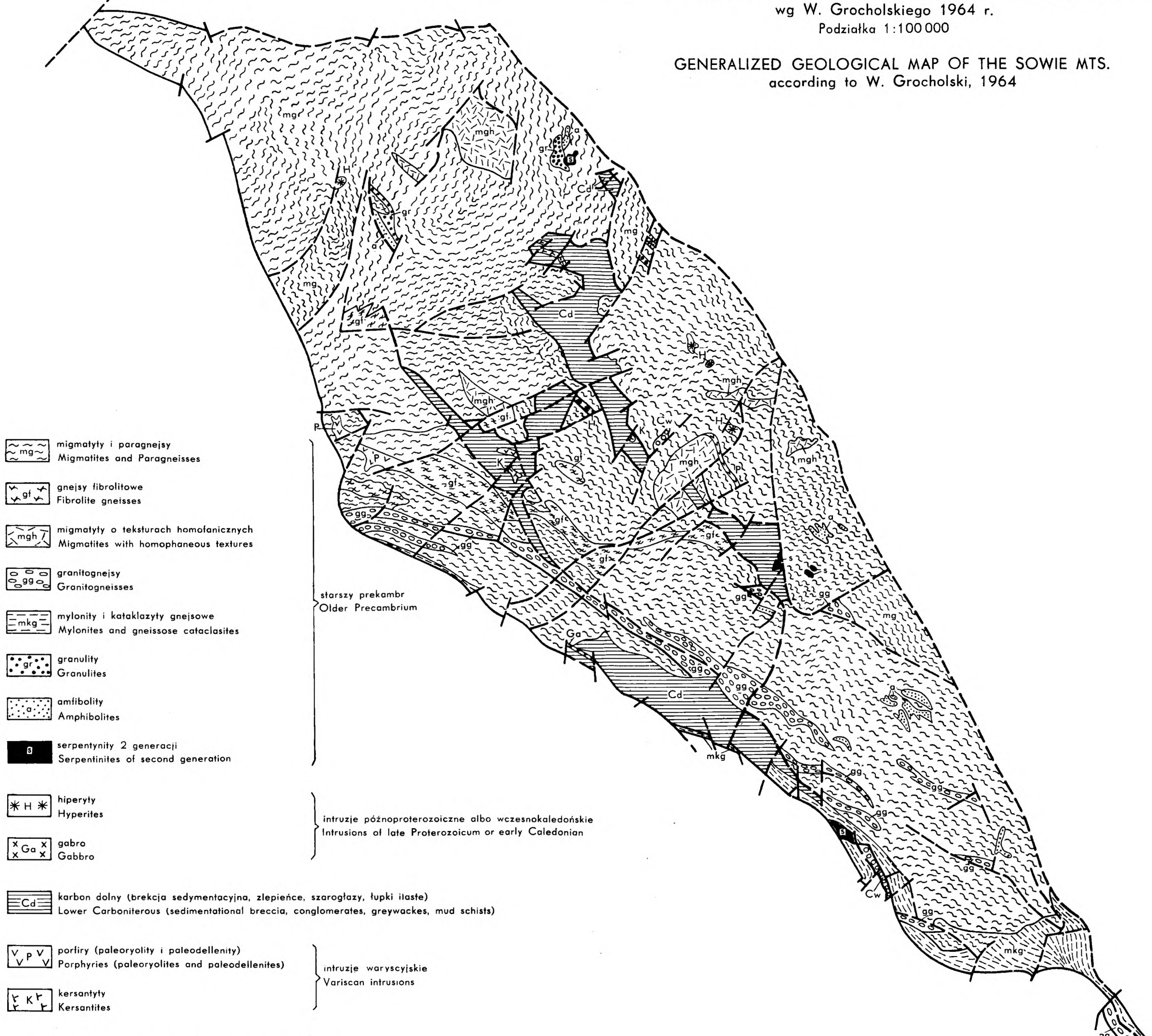
PLANSZA VIII
PLATE VIII















Fot. 1. Odsłonięcie gnejsów migmatytowych na zachodnim zboczu Wielkiej Sowy. Fotografia ukazuje procesy pegmatytyzacji wzdłuż powierzchni osiowej fałdu. Widoczne są również jasne żyły i żyłki kwarcowo-plagioklazowe związane z ptygmatycznym fałdowaniem

Outcrops of migmatite gneisses from Mt. Wielka Sowa. The core of the fold consists of pegmatite and pegmatitisation proceeded along the axial plane of the fold (lighter shades). Light coloured quartz-plagioclase veins and veintlets partly pigmatically folded



Wojciech GROCHOLSKI — Tektonika Gór Sowich
Structure of the Sowie Mts.



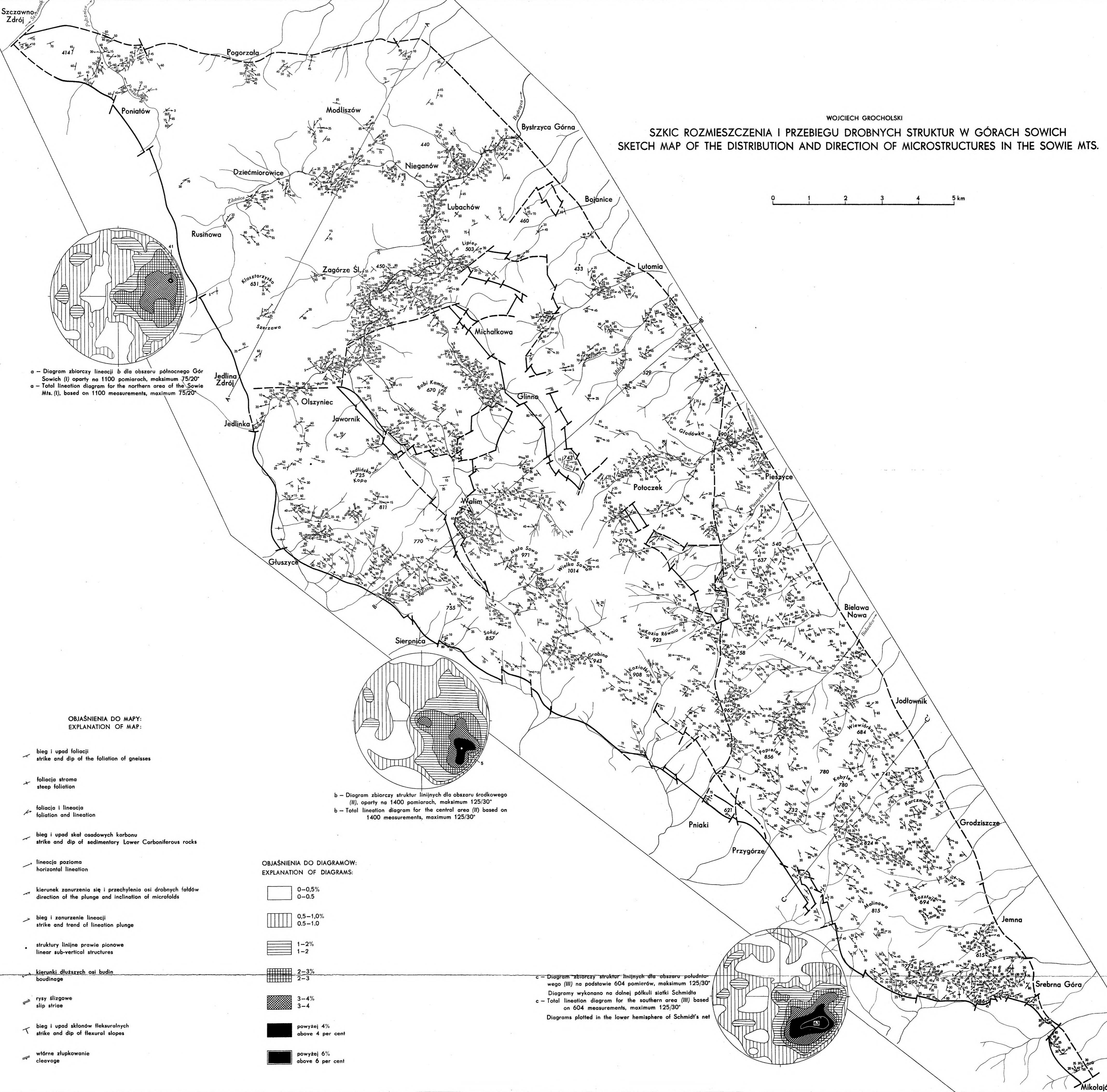
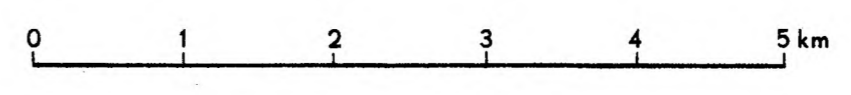
-  migmatyty i paragnejsy
Migmatites and Paragneisses
-  gnejsy fibrolitowe
Fibrolite gneisses
-  migmatyty o teksturach homofanicznych
Migmatites with homophaneous textures
-  granitognejsy
Granitogneisses
-  mylonity i kataklazyty gnejsowe
Mylonites and gneissose cataclasites
-  granulity
Granulites
-  amfibolity
Amphibolites
-  serpentynity 2 generacji
Serpentinites of second generation
-  hiperyty
Hyperites
-  gabro
Gabbro
-  karbon dolny (brekcja sedymentacyjna, zlepieńce, szarogłazy, łupki ilaste)
Lower Carboniferous (sedimentational breccia, conglomerates, greywackes, mud schists)
-  porfiry (paleoryolity i paleodellenity)
Porphyries (paleoryolites and paleodellenites)
-  kersantyty
Kersantites
-  zlepieńce i łupki warstw wąbrzyskich (w rowie Golca)

starszy prekambryj
Older Precambrium

intruzje późnoproterozoiczne albo wczesnokaledońskie
Intrusions of late Proterozoicum or early Caledonian

intruzje warwicyjskie
Variscan intrusions

WOJCIECH GROCHOLSKI
SZKIC ROZMIESZCZENIA I PRZEBIEGU DROBNYCH STRUKTUR W GÓRACH SOWICH
SKETCH MAP OF THE DISTRIBUTION AND DIRECTION OF MICROSTRUCTURES IN THE SOWIE MTS.



a - Diagram zbiorczy lineacji b dla obszaru północnego Gór Sowich (I) oparty na 1100 pomiarach, maksimum 75/20°
a - Total lineation diagram for the northern area of the Sowie Mts. (I), based on 1100 measurements, maximum 75/20°

b - Diagram zbiorczy struktur liniowych dla obszaru środkowego (II), oparty na 1400 pomiarach, maksimum 125/30°
b - Total lineation diagram for the central area (II) based on 1400 measurements, maximum 125/30°

c - Diagram zbiorczy struktur liniowych dla obszaru południowego (III) na podstawie 604 pomiarów, maksimum 125/30°
Diagrams wykonano na dolnej półkuli siatki Schmidta
c - Total lineation diagram for the southern area (III) based on 604 measurements, maximum 125/30°
Diagrams plotted in the lower hemisphere of Schmidt's net

OBJAŚNIENIA DO MAPY:
EXPLANATION OF MAP:

- ↖ bieg i upad foliacji
strike and dip of the foliation of gneisses
- ↗ foliacja stroma
steep foliation
- ↖↗ foliacja i lineacja
foliation and lineation
- ↖↗ bieg i upad skał osadowych karbonu
strike and dip of sedimentary Lower Carboniferous rocks
- ↖↗ lineacja pozioma
horizontal lineation
- ↖↗ kierunek zanurzenia się i przechylenia osi drobnych fałdów
direction of the plunge and inclination of microfolds
- ↖↗ bieg i zanurzenie lineacji
strike and trend of lineation plunge
- struktury liniowe prawie pionowe
linear sub-vertical structures
- ↖↗ kierunki dłuższych osi budin
boudinage
- ↖↗ rysy ślizgowe
slip striae
- ↖↗ bieg i upad skłónów fleksuralnych
strike and dip of flexural slopes
- ↖↗ wtórne złupkowanie
cleavage

OBJAŚNIENIA DO DIAGRAMÓW:
EXPLANATION OF DIAGRAMS:

- 0-0,5%
0-0.5
- ▨ 0,5-1,0%
0.5-1.0
- ▧ 1-2%
1-2
- ▩ 2-3%
2-3
- 3-4%
3-4
- powyżej 4%
above 4 per cent
- powyżej 6%
above 6 per cent

