

UKD 551.243.05:552.4:551.734.5/.736(438–15 Śnieżnik)

Zbigniew CYMERMAN

## Następstwo deformacji serii metamorfiku Śnieżnika w okolicy Kątów Bystrzyckich

Omówiono kolejne fazy deformacji tektonicznych ( $D_1$ – $D_4$ ) i związane z nimi mezoskopowe struktury. Naszkicowano najważniejszy rys budowy tektonicznej – superpozycję starszych leżących, generalnie wydłużonych południkowo, makrofałdów i otwartych, często wąskopromiennych, makrofałdów  $F_3$  związanych z trzecim etapem deformacji.

### WSTĘP

Obszar badań – położony w SE części Krowiarek między Trzebieszowicami a Stroniem Śląskim – obejmuje wyróżnione przez J. Dona (1964) części następujących megastruktur: antyklinoria Gierałtowa i Radochowa oraz synklinoria Łądką i Śnieżnika. Obszar ten wchodzi w skład wyróżnionej przez J. Oberca (1966, 1972) strefy Białej Łądeckiej. Występujące na tym obszarze serie metamorficzne charakteryzują się skomplikowaną budową tektoniczną. Może o tym świadczyć m.in. różne pojmowanie przebiegu ramion wirgacji łądeckiej przez wymienionych badaczy.

Różnie ujmowane są także zagadnienia wieku głównego fałdowania, jak i pozostałych etapów deformacji. H. Teisseyre (1968, 1975*a, b*) przyjmuje, że główne przefałdowanie nastąpiło w czasie tektogenezy waryscyjskiej względnie kaledono-waryscyjskiej. J. Oberc (1966, 1972) główne systemy struktur liniowych wiąże z fałdowaniami staro- i młodoassyntyjskimi. M. Dumicz (1976, 1979) zalicza metamorfik Śnieżnika do starowaryscyjskiego piętra strukturalnego, przebudowanego w późniejszych fazach waryscyjskich.

W budowie geologicznej tej części metamorfiku Śnieżnika biorą udział dwie serie petrogenetyczne (K. Smulikowski, 1979): suprakrystalna seria strońska oraz seria infrakrystalna reprezentowana przez gnejsy gierałtowskie i gnejsy śnieżnickie (fig. 1).

Najstarszym zespołem skał metamorfiku Śnieżnika jest seria strońska wykształcona w facji amfibolitowej. Seria ta, występująca głównie w zachodniej

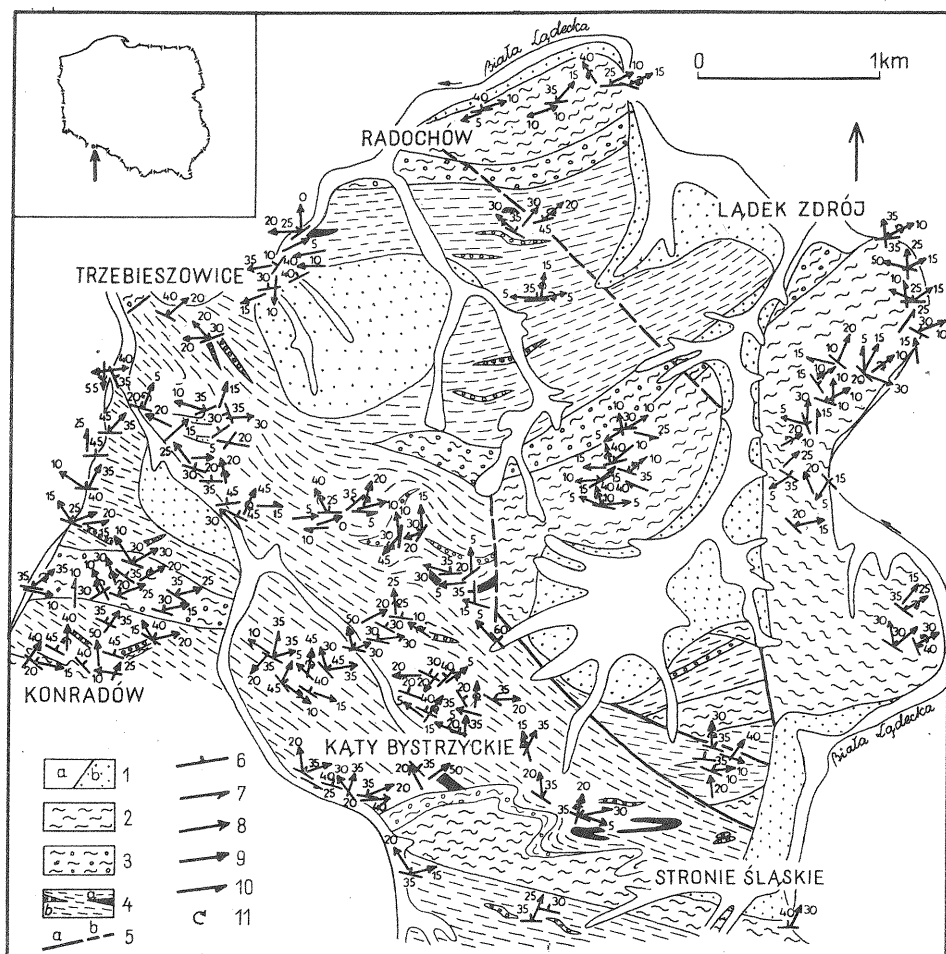


Fig. 1. Mapa geologiczno-strukturalna okolic Kątów Bystrzyckich

Geological-structural map of the vicinities of Kąty Bystrzyckie

1 – utwory czwartorzędowe: a – aluwia; b – deluwia; 2 – gnejsy gieraltowskie; 3 – gnejsy śnieżnickie; 4 – seria strońska (łupki łyszczykowe i paragnejsy łyszczykowe): a – amfibolity, b – kwarcyty; 5 – uskoki: a – prawdopodobne, b – przypuszczalne; 6 – foliacja; 7 – mezostruktury  $F_1$ ; 8 – mezostruktury  $F_2$ ; 9 – mezostruktury  $F_3$ ; 10 – mezostruktury  $F_4$ ; 11 – asymetria mezofałdów  $F_2$  i  $F_3$

1 – Quaternary deposits: a – alluvia, b – deluvia; 2 – Gieraltów Gneisses; 3 – Śnieżnik Gneisses; 4 – Stronie Series (micaceous schists and paragneisses): a – amphibolites, b – quartzites; 5 – faults: a – possible, b – inferred; 6 – foliation; 7 – mesostructures  $F_1$ ; 8 – mesostructures  $F_2$ ; 9 – mesostructures  $F_3$ ; 10 – mesostructures  $F_4$ ; 11 – asymmetry of mesofolds  $F_2$  and  $F_3$

i południowej części obszaru badań, petrograficznie jest bardzo zróżnicowana. Zasadnicze tło litologiczne stanowią grubopłytkowe paragnejsy łyszczykowe i cienko łupiące się łupki łyszczykowe. Wśród tej serii występują różnej wielkości wkładki i soczewy kwarcytów grafitowych, łupków kwarcytowych z grafitem, kwarcytów, amfibolitów i łupków amfibolitowych.

Seria granitognejsów jest bardziej monotonna litologicznie. Parakinematyczna granityzacja serii strońskiej dostarczyła dwóch odmian gnejsów, różniących się formą i stopniem przebudowy:

– gnejsy gieraltowskie drobno- i równoziarniste, przeważnie laminowane, często migmatyczne;

– gnejsy śnieżnickie gruboziarniste, najczęściej grubooczkowe lub warstewkowe, o wybitnej lineacji ziarna.

Często oba te typy gnejsów przechodzą w siebie, tworząc skomplikowane formy przejściowe, obserwowane m.in. na wzniesieniu Kierzna (570,0), gdzie wśród gnejsów śnieżnickich pojawiają się w postaci ławic i wkładek gnejsy gieraltowskie. Kontakty między tymi odmianami gnejsów z reguły nie są ostre, istnieją przejścia i skomplikowane zazębienia tworzące tzw. gnejsy przejściowe (fig. 2).

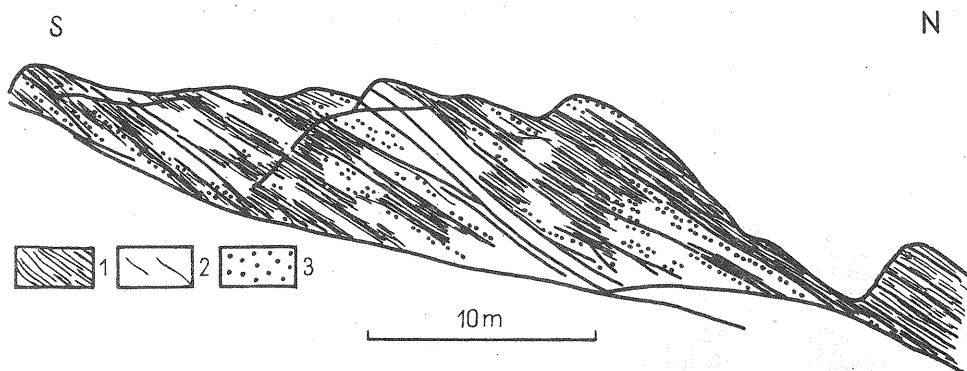


Fig. 2. Odślonienie partii przejściowej w gnejsach północnego zbocza Kierznej

Outcrop of transitional part in gneisses at northern slope of Mt. Kierzna

1 – gnejsy śnieżnickie (oczkowe i warstewkowe); 2 – gnejsy gieraltowskie (aplitowe i laminowane); 3 – gnejsy przejściowe

1 – Śnieżnik Gneisses (eye and layered); 2 – Gieraltów Gneisses (aplite and laminated); 3 – transitional gneisses

Różne są poglądy na temat wieku i sposobu powstania wymienionych serii skalnych. J. Don (1964) uznał za bardzo prawdopodobne, że migmatyczne gnejsy gieraltowskie dobudowały się od dołu do kompleksu serii strońskiej i gnejsów śnieżnickich i stanowią odrębną jednostkę litologiczną związaną z orogenezą kaledońską. K. Smulikowski (1957, 1960, 1979) uznaje obie odmiany gnejsów za genetycznie i wiekowo ze sobą związane, a ich zróżnicowanie wiąże głównie z różnym stopniem granityzacji tego samego materiału w czasie ewolucji metamorficznej. J. Ansilewski (1966) uważa, że istnienie różnych odmian gnejsów spowodowane jest zróżnicowaniem pierwotnego kompleksu osadowego, poddanego izochemicznym procesom regionalnej metamorfozy.

## STYL I SEKWENCJA MEZOSTRUKTUR

Na badanym obszarze stwierdzono zasadniczo cztery generacje mezostruktur ( $D_1$  do  $D_4$ ), które świadczą o etapowym rozwoju deformacji w zmiennym polu sił, przy równoczesnej zmianie kompetencji odkształconego materiału. Stosunek do panującej foliacji, odmienny styl budowy oraz orientacja mezo-fałdów i wykształcenie towarzyszących im lineacji wskazują na etapowe przeobrażenia i deformacje serii metamorficznych. Nie stwierdzono dotychczas (poza powierzchniami stratyfikacyjnymi  $S_0$ ) struktur sedymentacyjnych i przed-

metamorficznych, które uległy zapewne przebudowie i prawdopodobnie zupełnemu zatarciu. Struktury te mogły jednak narzucić swą geometrią kierunki deformacji w warunkach regionalnej metamorfozy.

#### PIERWSZA FAZA DEFORMACJI ( $D_1$ )

Do najstarszej wyróżnionej generacji mezostruktur należą reliktowe fałdy  $F_1$ , bardzo rzadkie i źle zachowane w utworach serii strońskiej, oraz rozwijająca się synchronicznie penetratywna foliacja  $S_1$  typu złupkowania krystalizacyjnego. Fałdy  $F_1$ , deformujące powierzchnie stratyfikacji  $S_0$ , są fałdami zbliżonymi do izoklinalnych, ściśniętymi, o dość ostrych przegubach i wycienionych skrzydłach (fig. 3). Rzadkie występowanie mezofałdów tej generacji może być spowodowane ich słabym rozwojem lub intensywnością późniejszych deformacji, zwłaszcza ruchu tektonicznego wzdłuż powierzchni powszechnej foliacji.

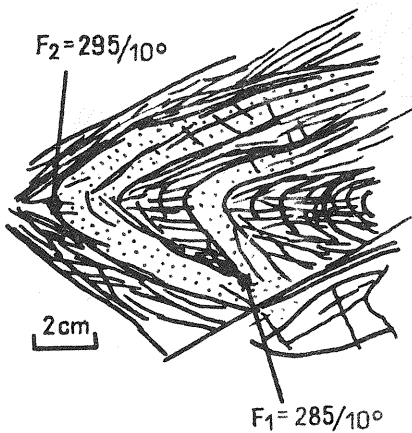


Fig. 3. Partia przegubowa mezofałdu  $F_1$  zdeformowanego przez mezofałd  $F_2$ ; paragnejsy lyszczkowe z okolic Kątów Bystrzyckich

Hinge part of mesofold  $F_1$  deformed by mesofold  $F_2$ ; micaceous paragneisses from the vicinities of Kąty Bystrzyckie

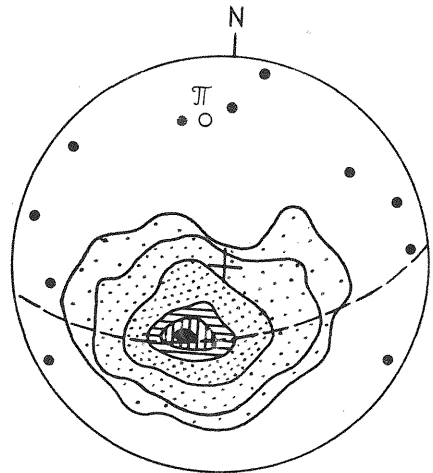


Fig. 4. Diagram orientacji mezostruktur  $F_1$  i foliacji  $S_1$  i  $S_2$  dla całego obszaru (półkula dolna). kontury – izarytmy foliacji: 0.1: 1; 4; 10; 12.5; 15%.  
Diagram of orientation of mesostructures  $F_1$  and foliations  $S_1$  and  $S_2$  for the whole studied area (lower hemisphere), contours – isarhythms of foliation: 0.1: 1; 4; 10; 12.5; 15%.

Powierzchnie rekrytalizacji metamorficznej, w wyniku której wykształcona została penetratywna foliacja  $S_1$ , układają się zgodnie z powierzchniami osiowymi mezofałdów  $F_1$ . Powierzchnie foliacji  $S_1$ , poza strefami przegubów fałdów  $F_1$ , przebiegają zgodnie z powierzchnią stratyfikacji ( $S_0 \parallel S_1$ ). Do pierwszej generacji mezostruktur zaliczono także lineację intersekcyjną  $L_1$ , powstałą z przecięcia powierzchni  $S_0$  i  $S_1$ . Lineacja ta jest trudna do wyróżnienia ze względu na koaksjalność z lineacją intersekcyjną  $L_2$ .

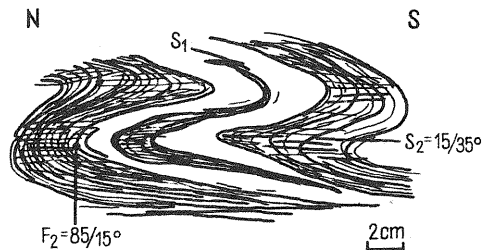
Różnorodność w orientacji przegubów fałdów  $F_1$  i lineacji  $L_1$  spowodowana jest głównie późniejszymi reorientacjami. Pewne dewiacje w orientacji mezo-fałdów  $F_1$  można wiązać z dużą dyspersją ich osi w płaszczyźnie złupkowania krystalizacyjnego  $S_1$  oraz możliwym niecylicylnym charakterem tych fałdów. Generalnie położenie w przestrzeni osi mezofałdów  $F_1$  (fig. 4) nie odbiega od pozycji struktur fałdowych  $F_2$ . Stosunkowo stała jest natomiast przestrzenna orientacja foliacji  $S_1$ , która zapada najczęściej pod umiarkowanymi kątami ku N, NE i NW. Statystyczne zestawienie pomiarów foliacji dla całego obszaru badań daje rozrzut tych powierzchni wzdłuż najbardziej wyraźnego pasa o osi  $350/30^\circ$  (fig. 4).

#### DRUGA FAZA DEFORMACJI $D_2$ )

Drugi zespół mezostruktur charakteryzujący się powszechnym występowaniem w utworach skalnych, oprócz niektórych odmian gnejsów gierałtowskich, reprezentują pospolite fałdy  $F_2$ , lineacja  $L_2$  i kolejna druga foliacja  $S_2$ . Mezo-fałdy  $F_2$  tworzą bardzo zróżnicowaną grupę fałdów zarówno pod względem morfologii, jak i wielkości. Najczęściej są to fałdy zbliżone do izoklinalnych, ściśnięte (fig. 5), rzadziej występują drobne, leżące, asymetrycznie formy lub śródfoliacyjne fałdy (fig. 6). Zgrubienie przegubów i wycienienie skrzydeł wskazują na procesy ścinania w czasie fałdowania wcześniejszej powierzchni złupkowania krystalizacyjnego  $S_1$ . W strefach przegubowych fałdów  $F_2$  powierzchnie osiowe  $S_2$  podkreślone są z reguły przez kolejną rekrytalizację metamorficzną wykształcającą drugą powierzchnię foliacji. Rozróżnienie różnowiekowych powierzchni foliacji  $S_1$  i  $S_2$  jest niemożliwe na skrzydłach mezofałdów  $F_2$ , gdzie foliacja jest najczęściej równoległa do foliacji  $S_1$  i powierzchni stratyfikacji  $S_0$ . Foliacja  $S_2$ , lokalnie wykształcona jako złupkowanie krenulacyjne, ze względu na trudności w rozróżnianiu została na diagramach przedstawiona razem ze strukturami planarnymi  $S_1$  (fig. 4 i 9).

Fig. 5. Fałd  $F_2$  typu similar – widoczne zaczątki drugiej foliacji  $S_2$ . Paragnejsy łyszczykowe odsłonięte przy polnej drodze Kąty Bystrzyckie – Łądek Zdrój

Fold  $F_2$  of the similar type – note nuclei of the second foliation  $S_2$ . Micaceous paragneisses cropping out by country road from Kąty Bystrzyckie to Łądek Zdrój



Mezofałdom  $F_2$  towarzyszy zwykle bogaty i różnorodny zespół lineacji  $L_2$  w postaci: roddingu, szczególnie dobrze wykształconego w gnejsach śnieżnickich, zmarszczkowania powierzchni foliacji  $S_1$ , zaznaczającego się przede wszystkim w utworach serii stronskiej, lineacji intersekcyjnej powstałej z przecięcia powierzchni  $S_1$  i  $S_2$  oraz pretów kwarcowych. Badany obszar charakteryzuje się bardzo dużym rozrzutem osi mezofałdów  $F_2$  i lineacji  $L_2$ . Generalnie jednak w części zachodniej obszaru badań struktury te mają przebieg WNW – ESE, natomiast w części wschodniej – NNE – SSW (fig. 9).

TRZECIA FAZA DEFORMACJI ( $D_3$ )

Obecna pozycja przestrzenna struktur drugiej generacji jest efektem wyraźnej przebudowy w trzecim etapie deformacji  $D_3$ . Mezofałdy  $F_3$ , obserwowane we wszystkich typach skał, są mało zróżnicowane pod względem morfologii i zbliżone do fałdów koncentrycznych lub równoległych. Wskazuje to na zmianę podatności skał na odkształcenia – usztywnienie deformowanego materiału. Mezofałdy  $F_3$  deformują penetratywną foliację najczęściej w fałdy symetryczne i drobne fleksury, pospolite są także fałdy asymetryczne o zmiennej asymetrii, uzależnionej od miejsca na skrzydłach makrostruktur. Mezofałdy  $F_3$  w stosunku do starszych mezofałdów wykazują superpozycję (fig. 6).

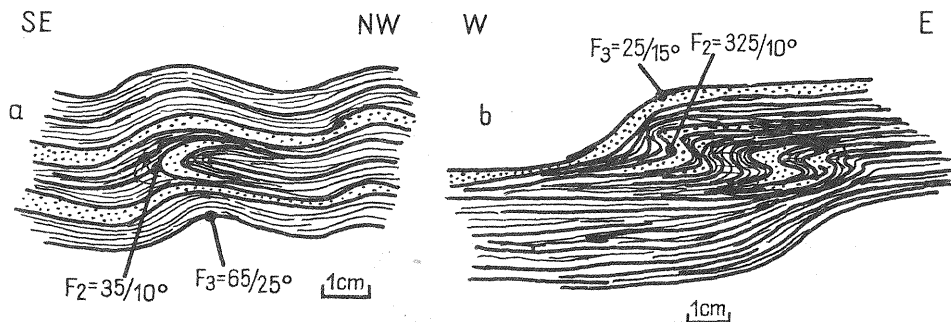


Fig. 6. Przykłady superpozycji mezofałdów  $F_3$  w stosunku do starszych mezofałdów

Examples of superposition of mesofolds  $F_3$  in relation to the older mesofolds  $F_2$

a – gnejsy gierałtowskie odsłonięte w okolicy Stójkowa; b – paragnejsy łyszczykowe odsłonięte między Stroniem Śląskim a Kątami Bystrzyckimi

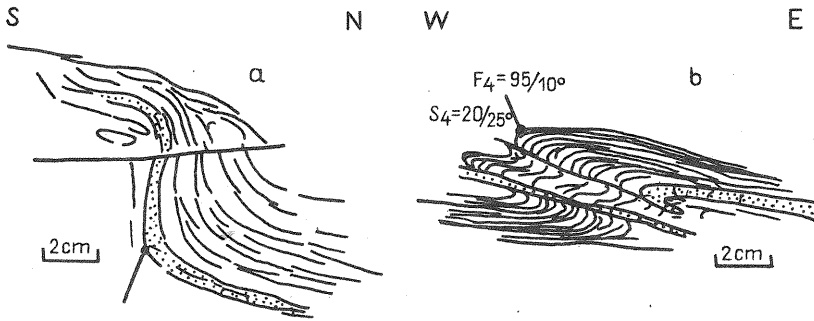
a – Gierałtów Gneisses cropping out at hill in the vicinities of Stójków; b – micaceous paragneisses cropping out at hill between Stronie Śląskie and Kąty Bystrzyckie

Powierzchnie osiowe  $S_3$  mezofałdów  $F_3$  są z reguły bardzo stromo położone i lokalnie podkreślone słabym złupkowaniem spekaniaowym, najczęściej typu wachlarzowatego. Mezofałdom  $F_3$  towarzyszą struktury liniowe  $L_3$ , wykształcone w postaci lineacji biotytovej (krystalizacyjnej) powszechnej w gnejsach gierałtowskich, symetrycznych w większości zmarszczek i rzadkiej lineacji z przecięcia.

Dyspersja osi mezostruktur trzeciego etapu deformacji  $D_3$  jest znacznie mniejsza niż mezostruktur drugiego etapu deformacji  $D_2$ . Mezostruktury  $F_3$  powszechnie przebiegają skośnie lub prostopadłe do starszych struktur, chociaż lokalnie pojawiają się mezofałdy  $F_3$  koaksjalne z mezofałdami  $F_2$ . Osie fałdów  $F_3$  i lineacje  $L_3$  są powszechnie zorientowane pod umiarkowanymi kątami ku NE, E i N (fig. 9). Lineacje tej generacji zdają się układać równoległe do przebiegu granicy serii strońskiej z gnejsami gierałtowskimi.

CZWARTA FAZA DEFORMACJI ( $D_4$ )

Struktury tego etapu deformacji powstały przy odkształcaniu usztywnionego już materiału. Świadczą o tym załomowe czy dachowate formy mezofałdów  $F_4$ , jak i częste pęknięcia wzdłuż powierzchni osiowych  $S_4$ , które upodobniają te fałdy do deformacji typu fleksuralnego (fig. 7). Czasami nałożenie fałdów  $F_4$  na fałdy  $F_3$ , zwłaszcza w ich strefie przegubowej, powoduje różne interferen-

Fig. 7. Przykłady mezofałdów  $F_4$ Examples of mesofolds  $F_4$ 

a – deformacja typu fleksuralnego z wyraźnym pęknięciem; gnejsy gieraltowskie, wzgórze Kierzna;  
 b – fałdy typu kink-bands z pęknięciami wzdłuż powierzchni osiowej  $S_4$ , częściowo wypełnione kwarcem; gnejsy śnieżnicki, skała z partii szczytowej Kierznej

a – deformation of the flexural type with a marked fracture; Gieraltów Gneisses, Mt. Kierzna;  
 b – folds of the kink-bands type with fractures along axial plane  $S_4$ , partly infilled with quartz; Śnieżnik Gneisses, crag in summit part of Mt. Kierzna

cyjne struktury. Mezofałdom  $F_4$  towarzyszą struktury liniowe  $L_4$  w postaci gufrażu załamomowego, lineacji intersekcyjnej i budinażu, często o porozrywanych gniazdach, powodując przy tym nieregularne zaburzenia powierzchni foliacji. Być może część struktur budinażowych powstała w następnych etapach deformacji usztywnionego materiału, z którymi związana jest większość spękań, stref dyslokacyjnych i wielkopromiennych spacji.

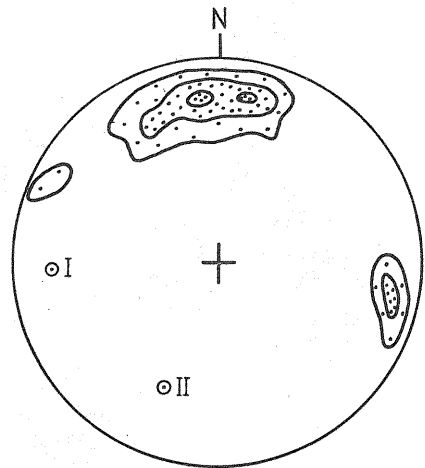


Fig. 8. Diagram orientacji mezofałdów  $F_4$  i lineacji  $L_4$  oraz struktur planarnych  $S_4$  (maksima I i II), półkula dolna, kontury – izarytmy struktur liniowych: 3; 6,5; 10%

Diagram of orientation of mesofolds  $F_4$  and lineation  $L_4$  and planar structures  $S_4$  (maksima I and II); lower hemisphere, contours – isarithms of linear structures: 3; 6.5; 10%

Dla mezostruktur tego etapu deformacji charakterystyczna jest dość stała orientacja przestrzenna. Mezofałdy  $F_4$  tworzą dwa systemy prawdopodobnie sprzężone ze sobą, z których jeden zapada pod niedużymi kątami ku N, drugi natomiast zbliżony jest do równoleżnikowego (fig. 8). Część lineacji typu budinażu i rzadkich drobnych fleksur o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego i zanurzających się na E i W pod kątem do  $20^\circ$  należy prawdopodobnie do piątego etapu deformacji.

## ELEMENTY ANALIZY STRUKTURALNEJ

Obszar badań nie został poddany pełnej analizie strukturalnej, gdyż nie uwzględniono tutaj badań mikroskopowych struktur, a analiza struktur makroskopowych nie mogła być oparta o wiarygodny obraz intersekcyjny. Szczegółowe zdjęcie geologiczne nie zostało jeszcze wykonane dla zachodniej i centralnej części obszaru badań, a w części skartowanej zabrakło pewnych śladów makrostruktur, ponieważ w obrazie kartograficznym uległy zatarciu występujące tu prawdopodobnie makroskopowe struktury, m.in. struktura fałdowa Kierznej, która będzie tematem osobnego opracowania.

Z wyżej wymienionych powodów artykuł ten dostarcza tylko ogólnego wyobrażenia o formie makrostruktur tektonicznych tego obszaru oraz ich przybliżonej orientacji. Obszar badań podzielono na 16 homogenicznych domen, opierając się na zasadach podanych przez F.J. Turnera i L.E. Weissa (1963, str. 148). Dla każdej domeny wykonano zbiorczy diagram struktur, który z konieczności

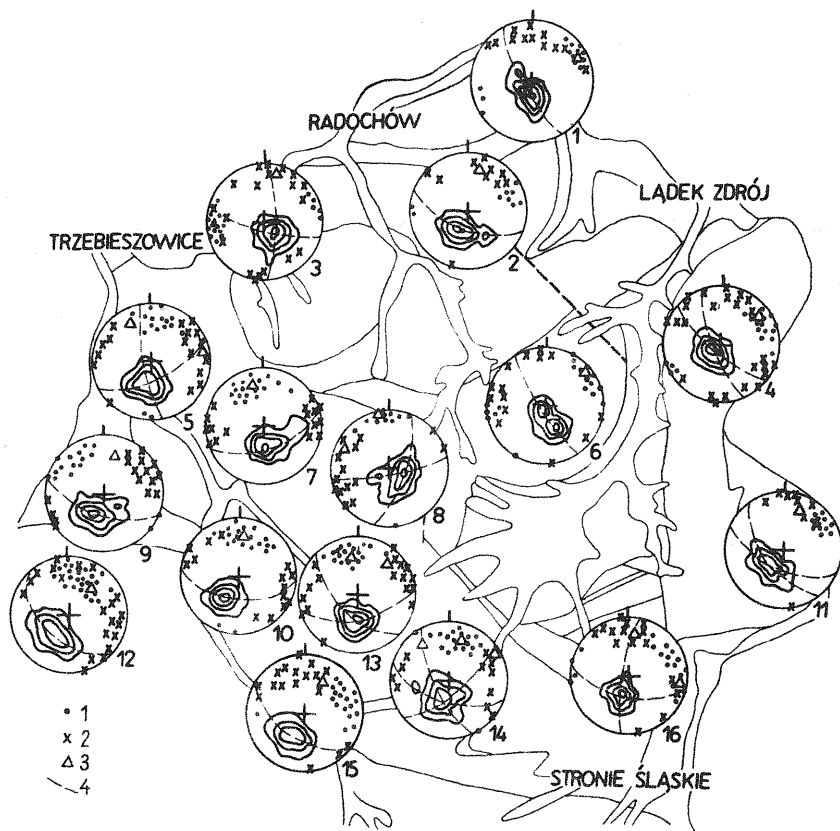


Fig. 9. Mapa z diagramami dla poszczególnych domen (1-16)

Map with diagrames for individual domena (1-16)

1 - orientacja mezofałdów  $F_1$  i lineacji  $L_1$ ; 2 - orientacja mezofałdów  $F_2$  i lineacji  $L_2$ ; 3 - oś pasa foliacji; 4 - pas foliacji; półkula dolna; kontury - izarytmy foliacji; 1; 5; 10; 15%; wszystkie diagramy wykonane z pewnym uproszczeniem niezbędnym dla czytelności rysunku

1 - orientation of mesofolds  $F_1$  and lineations  $L_1$ ; 2 - orientation of mesofolds  $F_2$  and lineations  $L_2$ ; 3 - axis of foliation belt; 4 - foliation belt; lower hemispheres, contours - isarhythms of foliation: 1; 5; 10; 15%; all the diagrames are somewhat simplified for the sake of clarity



został nieznacznie uproszczony (fig. 9). Brak wiarygodnego obrazu kartograficznego i nierównomierne rozmieszczenie odsłoneń powoduje pewną umowność podziału na poszczególne jednorodne domeny.

O makrotektonice tego obszaru decyduje superpozycja starszych, generalnie południkowych, leżących makrostruktur oraz młodszych, otwartych makrofałdów  $F_3$  o różnie zorientowanych osiach. Rozrzut powierzchni foliacji na diagramach 2, 3, 5, 8, 10, 13, 14, 16 (fig. 9) wzdłuż pasa o osi bardzo mało odległej lub pokrywającej się z maksimum orientacji mezostruktur  $F_2$  świadczy, że druga faza deformacji  $D_2$  była etapem formowania się pewnych makrostruktur fałdowanych  $F_2$ , wyraźniej zaznaczających się w utworach serii strońskiej. Charakterystyczne jest, że przy takiej samej w zasadzie orientacji powierzchni foliacji w sąsiednich domenach mezostruktury  $F_2$  mają odmienną orientację w poszczególnych domenach (diagramy 5, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14). Może to być wynikiem skośnych do nich przemieszczeń ścinających wzdłuż powierzchni foliacji (mezostruktury  $F_2$  leżą na wielkim kole projekcji – diagramy 1, 6, 8 i 12) lub wynikiem reorientacji w skrzydłach młodszych, nałożonych, wąskopromiennych makrofałdów  $F_3$  (diagramy 5, 7, 9, 10, 13, 14) zanurzających się łagodnie ku NNW.

Poprzeczne fałdowanie  $D_3$  spowodowało zmianę pierwotnie południkowej orientacji przestrzennej struktur fazy  $D_2$ . Różna pozycja przestrzenna struktur fazy  $D_3$ , obserwowana przede wszystkim w utworach serii strońskiej, prawdopodobnie spowodowana jest zmieniającą się orientacją stressów w fazie deformacji  $D_3$ . Czynnikiem ten, podobnie jak i zmieniający się kinematyczny charakter fałdów w warunkach metamorficznych komplikują rozwój superpozycji struktur fazy  $D_3$  względem starszych struktur. Deformacja  $D_3$  jest odpowiedzialna za wyraźny pasowy rozrzut foliacji na diagramach 1, 4, 6 i 11 w gnejsach gierałtowskich (fig. 9), a także na diagramach z serii strońskiej, zwłaszcza na diagramach 7 i 12. Mniej wyraźny rozrzut powierzchni foliacji wzdłuż osi pasa pokrywającego się ze strukturami fazy  $D_3$  na diagramach 3, 5, 8, 10, 13, 14 i 16 świadczyłby o słabszej tutaj poprzecznej przebudowie starszych struktur. Wyznaczone na podstawie rozrzutów powierzchni foliacji osie makrostruktur  $F_3$  charakteryzują się pewną zmiennością w orientacji przestrzennej i sprawiają wrażenie pewnej zależności od przebiegu kontaktu między gnejsami gierałtowskimi a serią strońską. W obrębie samych gnejsów gierałtowskich makroskopowe fałdy  $F_3$  charakteryzują się łagodnie nachylnymi osiami w kierunku ENE. Wspomniane już osie wyraźniejszych pasów rozrzutu foliacji w gnejsach gierałtowskich, pokrywające się z osiami struktur  $F_3$ , dowodzą, że faza deformacji  $D_3$  miała decydujący wpływ na zdeformowanie tej serii skalnej.

Stwierdzono, że struktury  $F_4$  i ewentualne młodsze struktury nie spowodowały większych reorientacji starszych struktur. Wielkopromienne spaczenia czy lokalne zaburzenia w strefach przyuskokowych, np. w okolicy Kondradowa, zasadniczo nie doprowadziły do zmiany starszego planu strukturalnego.

## UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiony na podstawie wzajemnych relacji drobnych struktur tektonicznych wielofazowy rozwój budowy metamorfiku Śnieżnika daleki jest od doskonałości i wymaga dalszych bardziej precyzyjnych oraz kompleksowych metod badawczych. W powyższych rozważaniach pominięto tektonikę blokową (uskokową) nałożoną na tektonikę fałdową. W artykule ograniczono się tylko do po-

dania kolejności deformacji bez umieszczenia ich w konkretnej skali czasowej. Prawdopodobnie wszystkie opisane fazy deformacji ( $D_1$  do  $D_4$ ) należą do jednego cyklu orogenicznego kaledonno-waryscyjskiego (H. Teisseyre, 1975a).

Ustalone następstwo deformacji nie odbiega od wcześniej ustalonych schematów deformacji w innych częściach metamorfiku Śnieżnika. Na badanym obszarze obserwuje się natomiast znaczną reorientację starszych południkowych elementów strukturalnych przy poprzecznej lub prostopadłej przebudowie w czasie trzeciej fazy deformacji  $D_3$ . W superpozycji struktur etap deformacji  $D_3$  może obejmować zarówno fałdowania ze zginania, jak i fałdowania ze ścinania. Wzajemne oddziaływanie tych typów fałdowania komplikują, naturalnie, jeszcze bardziej rozwój geometrycznej budowy, o czym mogą świadczyć półksiężycowate i grzybowate kształty wychodni skał, np. łupków kwarcytowych z grafitem na Siniaku.

Oddział Dolnośląski  
Instytutu Geologicznego  
Wrocław, al. Jaworowa 19  
Nadesłano dnia 6 kwietnia 1981 r.

## PIŚMIENNICTWO

- ANSILEWSKI J. (1966) – Petrografia metamorfiku Gór Białskich. *Geol. Sudetica*, 2, p. 121–244.
- DON J. (1964) – Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. *Geol. Sudetica*, 1, p. 79–114.
- DUMICZ M. (1976) – Próba wyjaśnienia tektogenezy serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. W: Problem wieku deformacji serii metamorficznych Ziemi Kłodzkiej. *Mat. Konf. Teren. Międzylesie*, 11–12 wrzesień 1976, p. 9–37. Wrocław.
- DUMICZ M. (1979) – Tectogenesis of the metamorphosed series of the Kłodzko District: a tentative explanation. *Geol. Sudetica*, 14, p. 29–45, nr 2.
- OBERC J. (1966) – Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku. *Z Geologii Ziem Zachodnich*, 2, p. 57–80.
- OBERC J. (1972) – Budowa geologiczna Polski. *Tektonika*, cz. 2: Sudety i obszary przyległe, p. 193–209. Inst. Geol. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. (1957) – Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. *Przew. XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 37–54.
- SMULIKOWSKI K. (1960) – Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mountains-East Sudetes. *Report 21 Sess. Norden... 1960 Inter. Geol. Congr. Part 14*, p. 120–130. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI K. (1979) – Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Sudetach. *Geol. Sudetica*, 14, p. 7–66, nr 1.
- TEISSEYRE H. (1968) – Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. *Geol. Sudetica*, 4, p. 7–38.
- TEISSEYRE H. (1975a) – Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych w metamorfiku Sudetów. *Przew. XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 21–33.
- TEISSEYRE H. (1975b) – Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych we wschodniej części metamorfiku Sudetów Środkowych. *Przew. XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 51–55.
- TURNER F.J., WEISS L.E. (1963) – Structural analysis of metamorphic tectonites. New York.

Збигнев ЦИМЕРМАН

## ПОСЛЕДСТВИЯ ДЕФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ СЕРИИ ПОРОД СНЕЖНИКА В ОКРЕСТНОСТЯХ КОНТУВ БЫСТЖИЦКИХ

### Резюме

В строении изучаемой территории, расположенной в центральной части Снежниковского метаморфического массива (Западные Судеты), принимают участие две петрографические серии: стронская серия и серия гранитогнейсов. В стронской, весьма разнородной серии, залегают главным образом слюдястые парагнейсы и слюдястые сланцы, а также пропластки кварцитов и амфиболитов. Во вторую серию входят два вида гнейсов: геральтовские гнейсы, в основном пластичатые, часто мигматические и снежниковские гнейсы, чаще всего крупноочковые или мелкослоистые (фиг. 1—4).

Выделяются четыре основных типа мезоструктур ( $D_1—D_4$ ), свидетельствующие о поэтапной деформации перечисленных серий. Самыми страшными мезоструктурами являются реликтовые изоклиальные складки  $F_1$  и синхронно развившаяся листоватость  $S_1$ , а также линейность пересечения  $L_1$ , образовавшаяся при пересечении поверхностей  $S_0$  и  $S_1$ . Изменчивость ориентировки этих мезоструктур обусловлена позднейшей переориентировкой в младших фазах деформации.

В зоне изоклиальных складок  $F_2$  их осевые поверхности подчёркиваются очередной листоватостью  $S_2$  (фиг. 5). Весьма разнородным по морфологии и величине складкам  $F_2$  сопутствует богатая и разнообразная группа линейностей  $L_2$  (стебельчатость, плейчатость, линейность пересечения и т.д.). При большой разбросанности ориентировки структур фазы  $D_2$  эти структуры в 3 части в основном ориентированы в направлении ЗСЗ—ВЮВ, а на В — ССВ—ЮЮЗ.

Современное пространственное положение структур фазы  $D_2$  обусловлено перестройкой на этапе деформации  $D_3$ . Складки  $F_3$ , чаще всего открытые, сопровождаются линейностью  $L_3$  (в основном кристаллизационная линейность). Осевые поверхности складок  $F_3$  часто подчеркнуты плейчатой сланцеватостью.

В фазе деформации  $D_4$  образуются преломлённые деформации складок типа kink bands. Эти структуры достаточно стабильны в своей пространственной ориентировке.

Макротектоника этой территории обусловлена суперпозицией старших лежачих, меридиональных структур (фазы деформации  $D_1$  и  $D_3$ ), а также младших открытых макроскладок  $F_3$  с различно ориентированными осями.

Zbigniew CYMERMAN

## ON THE SUCCESSION OF DEFORMATIONS IN THE ŚNIEŻNIK METAMORPHIC SERIES IN THE VICINITIES OF KĄTY BYSTRZYCKIE

### Summary

The studied area, situated in central part of the Śnieżnik metamorphic massif (Western Sudety Mts), is built of two petrogenetic series: Stronie and Granitogneisses Series. The former, highly differentiated, mainly comprises micaceous paragneisses and schists with intercalations of quartzites and amphibolites and the latter — two varieties of gneisses: Gieraltów Gneisses, usually laminated and often migmatic, and Śnieżnik Gneisses, usually large-eye or layered (Figs. 1—4).

Four major generations of mesostructures ( $D_1$  to  $D_4$ ), differentiated here, show that deformations of the above mentioned rock series were developing by stages. The oldest generation of megastructure comprises relic, isoclinal folds  $F_1$ , synchronously developing penetrative foliation  $S_1$ , and intersecting lineations  $L_1$ , originating at crossings of surfaces  $S_0$  and  $S_1$ . Variability in orientation of these mesostructures is primarily related to subsequent reorientation in younger deformation phases.

In kink zones of folds  $F_2$ , axial planes are accentuated by subsequent foliation,  $S_2$  (Fig. 5). Folds  $F_2$ , more differentiated in morphology and scale than the older, are accompanied by rich and diversified set of lineations  $L_2$  (rodding, gufrae, intersective lineation, etc.). Structures of the phase  $D_2$  are markedly varying in orientation but WNW-ESE strikes generally predominate in western part of the studied area, and E and NNE-SSW strikes - in the eastern.

The present spatial position of structures of the phase  $D_2$  is the effect of transformations in the deformation phase  $D_3$ . Folds  $F_3$ , usually open, are accompanied by lineation  $L_3$ , i.e. major crystallizational lineation. Axial planes of folds  $F_3$  are often accentuated crenulation cleavage.

Deformation phase  $D_4$  resulted in origin of faulty deformations and folds of the kink bands type, characterized by fairly stable spatial orientation (Fig. 8).

The macrotectonics of the studied area is determined by superposition of older, laying meridional structures (deformation phases  $D_1$  and  $D_2$ ) and younger, open macrofolds  $F_3$  with varying orientation of axes.