

ROZWÓJ STRUKTURALNY METAMORFIKU SOWIOGÓRSKIEGO W OKOLICY PIŁAWY GÓRNEJ, SUDETY

Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain
in the vicinity of Piława Górna, the Sudetes

Zbigniew CYMERMAN

Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski,
Al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

SPIS TREŚCI

Streszczenie	107
Wstęp	107
Styl i sekwencja mezostruktur tektonicznych	112
Pierwsza faza deformacji D_1	112
Druga faza deformacji D_2	114
Trzecia faza deformacji D_3	115
Czwarta faza deformacji D_4	116
Piąta faza deformacji D_5	116
Makroskopowe struktury tektoniczne	117
Analiza diagramów mezostruktur tektonicznych	117
Makrosoczewy skał zasadowych	123
Interpretacja obrazu makrostruktur tektonicznych	124
Rozwój strukturalny jednostki sowiogórskiej	126
Wnioski	127
Literatura	128
Summary	130

STRESZCZENIE. W ewolucji strukturalnej metamorfikumu sowiogórskiego wyróżniono pięć kolejnych etapów deformacji (D_1 – D_5). Z analizy strukturalnej wynika, że osie makroskopowych fałdów F_2 o początkowej prawie równoleżnikowej orientacji zostały zrotowane prawoskrętnie do kierunku NW–SE. Progresywna rotacja osi makrofałdów F_2 odbywała się w czasie deformacji D_2 , a także podczas fazy deformacji D_3 . Rotacja fałdów F_2 spowodowana była prawdopodobnym zróżnicowanym przemieszczaniem się pod płaszczowiną sowiogórską szeregu płaszczowin, które zbudowane są ze złączonych obdukcijnie segmentów staropaleozoicznej skorupy

oceanicznej (ofiolitu Śląży). Makroskopowe struktury fałdowe F_3 , które charakteryzują się orientacją osi w kierunku NW–SE, powstały w czasie zanikania zróżnicowanych (!) przemieszczeń w niższych płaszczowinach ofiolitowych. Prawdopodobnie budowa makrostrukturalna omawianego obszaru jest wynikiem długotrwałego i ciągłego w skali makroskopowej procesu tektonicznego, obejmującego wyróżnione – w skali mezoskopowej – fazy deformacji D_2 i D_3 . Proces ten oraz związany z nim metamorfizm regionalny w facji amfibolitowej odbywał się w czasie orogenezy waryscyjskiej lub kaledonon-waryscyjskiej.

WSTĘP

Metamorfik sowiogórski należy do jednej z najważniejszych i największych jednostek strukturalnych w Sudetach. Dlatego też wyjaśnienie roli i pozycji geologicznej jednostki sowiogórskiej (liczącej obecnie ponad 660 km²) należy do kluczowych zadań geologii sudeckiej, a szczególnie geo-

logii strukturalnej. O docenianiu ważności tego problemu może świadczyć chociażby długa lista badaczy próbujących rozwiązać zagadnienia pozycji i znaczenia jednostki sowiogórskiej w złożonym tektogenie sudeckim (Closs 1922; Kossmat 1925; Suess 1926, 1935; Bederke 1929, 1931,

1934; Teisseyre 1956, 1964, 1975, 1980; Oberc 1957, 1960, 1966a, b, 1972; W. Grocholski 1967, 1975; Cwojdzński 1977; Znosko 1981; Mierzejewski 1981; Gunia 1985; A. Grocholski 1986, 1987 i Cymerman 1987a, b). Szczegółowe omówienie historii badań jednostki sowiogórskiej znajdzie Czytelnik w pracach W. Grocholskiego (1967) i Guni (1985).

Wyjaśnienie budowy strukturalnej oraz ewolucji tektonometamorficzej jednostki sowiogórskiej może mieć decydujące znaczenie w rozwiązaniu zagadnień tektogenezy na obszarze całych Sudetów Środkowych. Pionierskie, a zarazem klasyczne już dzisiaj, badania tektoniczne w Górach Sowich z wykorzystaniem, rodzącej się dopiero na świecie, analizy strukturalnej rozpoczął W. Grocholski pod koniec lat pięćdziesiątych. W. Grocholski przedstawił wyniki swoich szczegółowych badań strukturalnych w wielu pracach (np. 1964, 1967, 1969, 1975). Autor ten w ostatniej z wymienionych prac sugerował istnienie co najmniej czterech okresów deformacji tektonicznych, które różniły się między sobą stopniem intensywności odkształceń w poszczególnych częściach jednostki sowiogórskiej, nawet w czasie jednej fazy deformacji. W. Grocholski wskazywał również na ścisły związek orientacji przestrzennej struktur tektonicznych z poszczególnymi etapami deformacji. Struktury związane z pierwszym etapem deformacji (D_1) charakteryzują się zasadniczo kierunkami południkowymi. Druga generacja struktur, która powstała w czasie drugiej fazy deformacji (D_2) cechuje się zdecydowaną przewagą orientacji o kierunkach NE-SW. Kolejny, trzeci etap deformacji (D_3) utworzył struktury o kierunkach od NE-SW do W-E. Ostatnia faza deformacji (D_4) spowodowała natomiast utworzenie struktur charakteryzujących się kierunkami NNE-SSW (W. Grocholski 1969, 1975).

Oberc (1972) przedstawił odmienną interpretację diagramów tektonicznych W. Grocholskiego (1967, 1969). Według Oberca (1972) najważniejsze makrostruktury w jednostce sowiogórskiej powstały w wyniku nakładania się młodszego, równoleżnikowego systemu makrofałdów F_3 na zespół starszych makroskopowych fałdów F_2 , które charakteryzowały się orientacją osi w kierunku NW-SE. Koncepcja Oberca jest zbliżona do schematu nakładania się młodszego systemu fałdowych na starszy zespół fałdów o osiach nachylających się ku SE (por. W. Grocholski 1964). Jamrozik (1980) reinterpreterując także diagramy struktur W. Grocholskiego (1967, 1969) upraszcza dotychczasowe modele ewolucji tektonicznej metamorfi-

ku sowiogórskiego i wyróżnia w jego historii tylko jeden, główny etap deformacji (D_2). Faza deformacji D_2 charakterystyczna jest dla całej jednostki sowiogórskiej, młodszy etap deformacji natomiast (D_4 według schematu W. Grocholskiego) zaznaczył się jedynie w strefie mylonitycznej Niemczy, położonej na wschodnich peryferiach metamorfiku sowiogórskiego (Jamrozik 1980).

Żelaźniewicz (1979) wyróżnił na obszarze górskim metamorfiku sowiogórskiego (Góry Sowie) sześć faz deformacji (D_1 - D_6). Podobną sekwencję deformacji tektonicznych przedstawił również Głowacki (1984) dla masywu Wielkiej Kopy. W ostatnich latach Żelaźniewicz (1983, 1984, 1985) przedstawił próby powiązania petrogeny skał lub minerałów metamorfiku sowiogórskiego z ich ewolucją tektoniczną, oparte głównie na analizie mikrostrukturalnej.

Sz szczególnie ważna dla zrozumienia ewolucji tektonometamorficzej jednostki sowiogórskiej jest praca Żelaźniewicza (1985) poruszająca problem pozycji granulitów wśród gnejsów sowiogórskich. Odnosi się to szczególnie do stwierdzenia możliwości „wtłoczenia” tektonicznych plastrów „wyciętych” z granulitów wzdłuż stref ścinania podatnego (ductile). Proces umiejscowienia (emplacement) granulitów odbył się przed lub syntektonicznie z początkiem drugiej fazy deformacji D_2 . Podczas fazy D_2 gnejsy sowiogórskie uległy fałdowaniu, progresywnemu metamorfizmowi i migmatytyzacji (Żelaźniewicz 1985).

W przeciwieństwie jednak do górskiej części (Góry Sowie) fragment przedgórski jednostki sowiogórskiej nie był dotychczas przedmiotem szczegółowej analizy strukturalnej. Wyjątkiem są jedynie badania W. Grocholskiego (1969), które mają jednak charakter studiów rekonesansowych i porównawczych. Dlatego też najważniejszym celem niniejszej pracy jest przedstawienie nowych i bardziej szczegółowych danych tektonicznych oraz odtworzenie na ich podstawie ewolucji strukturalnej fragmentu jednostki sowiogórskiej. Przedstawiona poniżej analiza mezo- i makrostrukturalna została wykonana dla obszaru o powierzchni około 20 km² w okolicach Piławy Górnej i Dolnej, na południowy wschód od Dzierżoniowa (fig. 1). Na badanym obszarze odsłaniają się wyspowo – spod osadów kenozoicznych – wychodnie skał metamorfiku sowiogórskiego (fig. 2, 3). Prawie przez sam środek analizowanego obszaru przepływa rzeka Piława, której przebieg związany jest ściśle z budową strukturalną tej części jednostki sowiogórskiej.

Metamorfik sowiogórski zbudowany jest za-

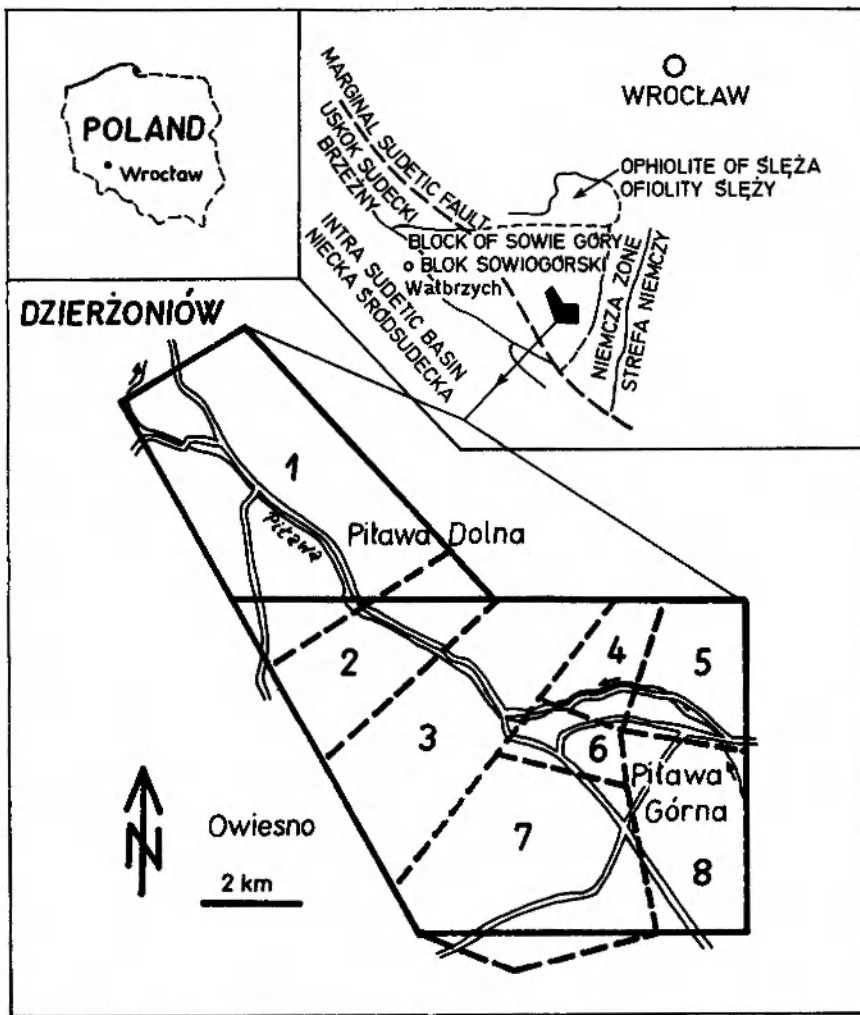


Fig. 1. Lokalizacja obszaru badań (gruba, ciągła linia) z zaznaczeniem granic poszczególnych domen (linia przerywana)
Location of the investigated area (heavy line) and its division into structural domains (broken line)

sadniczo z różnorodnych odmian strukturalno-teksturalnych gnejsów i migmatytów oraz amfibolitów (fig. 2, 3, 28). W dotychczasowych opisach poszczególne odmiany gnejsów i migmatytów sowiogórskich wydzielano na podstawie cech teksturalnych lub zróżnicowania składu mineralnego. W pracach kartograficznych na omawianym obszarze przyjęto podział teksturalny gnejsów i migmatytów (por. Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986). Podział na gnejsy i migmatyty opiera się na kryteriach teksturalnych i ma charakter opisowy. W przeciwieństwie do gnejsów migmatyty zbudowane są z dwóch odmiennych elementów petrograficznych: paleosomu, który reprezentowany jest najczęściej przez gnejs, oraz neosomu, wykształconego w postaci granitu, pegmatytu lub aplitu (por. Kryza 1981). Odmiany teksturalne gnejsów wydzielono głównie na podstawie rodzaju i stopnia wykształcenia oraz rozmieszczenia łyszczyków (najczęściej biotyту), a

także stopnia dyferencjacji kwarcu i plagioklazów w skale.

Szczegółowe opisy petrograficzne występujących tutaj typów litologicznych zawarte są w *Objaśnieniach do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 arkusz Dzierżoniów* (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986). Dlatego też poniżej przedstawiono jedynie krótki zarys petrografii występujących tutaj typów skalnych (fig. 2, 3). Największy obszar wychodni skał metamorfiku sowiogórskiego w okolicach Piławy Górnej i Dolnej zajmują migmatyty i gnejsy warstewkowe (smużyste). Skały te charakteryzują się strukturą średnio- i gruboziarnistą oraz wyraźną teksturą kierunkową (foliacją), która jest wykształcona w postaci naprzemianległych, równoległych warstewek jasnych i ciemnych o miąższościach powyżej 2 mm. Gnejsy i migmatyty warstewkowe stanowią niejednorodną grupę skał zarówno pod względem składu mineralnego, tekstu-

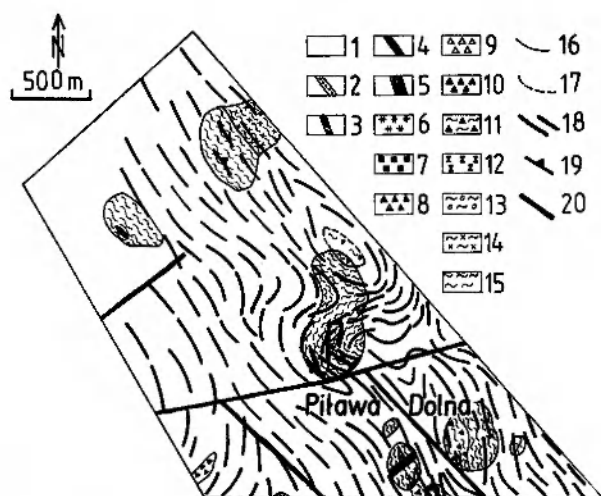


Fig. 2. Mapa geologiczno-strukturalna północno-zachodniej części badanego obszaru. 1 – utwory kenozoiczne; 2 – żyły kwarcowe; 3 – pegmatyty; 4 – lamprofiry; 5 – mylonity i blastomylonity gnejsowe; 6 – monzodioryty kwarcowe; 7 – amfibolity masywne, pohiperytowe; 8 – amfibolity masywne; 9 – amfibolity laminowane z granatami; 10 – amfibolity laminowane; 11 – amfibolity i gnejsy nie rozdzielone; 12 – gnejsy i migmatyty hornblendowe, warstewkowe; 13 – gnejsy i migmatyty homofaniczne; 14 – gnejsy i migmatyty warstewkowo-soczewkowe; 15 – migmatyty i gnejsy warstewkowe (smużyste); 16 – granice geologiczne; 17 – przypuszczalne granice geologiczne pod osadami kenozoicznymi; 18 – biegi penetratywnej foliacji wśród wychodni skał metamorficznych oraz prawdopodobne biegi foliacji pod utworami kenozoicznymi; 19 – orientacja foliacji; 20 – prawdopodobne uskoki

Geological and structural map of the north west part of the study area. 1 – Cenozoic cover; 2 – quartz veins; 3 – pegmatites; 4 – lamprophyres; 5 – mylonitic and blastomylonitic gneisses; 6 – quartz monzodiorites; 7 – hyperites changed into massive amphibolites; 8 – massive amphibolites; 9 – layered amphibolites with garnets; 10 – layered amphibolites; 11 – undivided amphibolites and gneisses; 12 – layered hornblende gneisses and migmatites; 13 – homophanous migmatites and gneisses; 14 – layered-lensoid gneisses and migmatites; 15 – layered (flaser) migmatites and gneisses; 16 – geological boundaries; 17 – supposed geological boundaries below Cenozoic cover; 18 – determined and supposed (below Cenozoic cover) trends of penetrative foliation; 19 – attitude of foliation; 20 – presumable faults

ry, jak i genezy. Gnejsy warstewkowe w najbardziej typowym wykształceniu charakteryzują się mniej lub bardziej regularnymi, cienkimi warstewkami lub smużkami kwarcowo-skaleniowymi o miąższościach rzędu kilku milimetrów. W miejscach, gdzie warstewki stają się grubsze (do kilku, a nawet kilkudziesięciu centymetrów), gnejs staje się podobny do migmatytu o teksturze flebitowej. Migmatyty flebitowe charakteryzują się leukosomem wykształconym w postaci prawie równoległych warstewek lub żyłek (migmatyty

warstewkowe, stromatytowe) albo też ich intensywnym zafałdowaniem (migmatyty fałdowe, żyłowe lub ptygmatytowe). W okolicy Piławy Górnej migmatyty warstewkowe wykazują często przejścia do migmatytów fałdowych lub ptygmatytowych. Migmatyty stromatytowe (warstewkowe) współwystępują z gnejsami warstewkowymi.

Gnejsy i migmatyty warstewkowo-soczewkowe zostały wykartowane wyłącznie na podstawie zwiertzeliny i wkopów badawczych. Te średnioziarniste skały charakteryzują się teksturami nierównomiernie warstewkowymi, soczewkowo-słojowymi, warstewkowo-soczewkowatymi, czasami oczkowo-warstewkowymi, często z przejściami do tekstury ptygmatytowej. Przejścia między gnejsami i migmatytami warstewkowo-soczewkowatymi a gnejsami i migmatytami warstewkowymi są stopniowe i przejawiają się we wzroście ilości i grubości nabrzmiewających warstewek leukosomalnych lub rozwoju „oczek” agregatów mineralnych. Obecność wśród tych skał licznych gniazd pegmatytów może wskazywać na ich związek genetyczny z procesami pegmatytyzacji.

W okolicach Piławy Górnej występują nieliczne strefy gnejsów i (lub) migmatytów homofanicznych o maksymalnych miąższościach do kilkunastu metrów. Podobne skały opisywano w innych częściach jednostki sowiogórskiej jako „gnejsy” o granitowym uziarnieniu lub jako homofaniczne gnejsy granoblastyczne (W. Grocholski 1967). Skały te charakteryzują się beładną teksturą, ziarna osiągają przeciętną wielkość 2–3 mm i charakteryzują się dostrzegalnym już makroskopowo automorfizmem ziarn plagioklawów.

Gnejsy i migmatyty warstewkowe, hornblendowe są skałami ciemnoszarymi, średnio- lub drobnoziarnistymi o wyraźnej teksturze kierunkowej, wyrażonej przez równoległe warstewki i laminki jasne i ciemne o różnej miąższości, najczęściej od jednego do kilku milimetrów. Lokalnie w pobliżu wystąpień amfibolitów pojawiają się migmatyty hornblendowe o teksturach szlirowych. Migmatyty hornblendowe wykazują przejścia do gnejsów hornblendowych. Udział ilościowy hornblendy w gnejsach i migmatytach hornblendowych jest zmienny; przez jej wzrost następuje przejście tych skał w amfibolity laminowane.

Amfibolity laminowane są silnie zróżnicowane pod względem składu mineralnego, tekstur i struktur oraz prawdopodobnie także genezy i wieku. Są wśród nich amfibolity pochodzenia

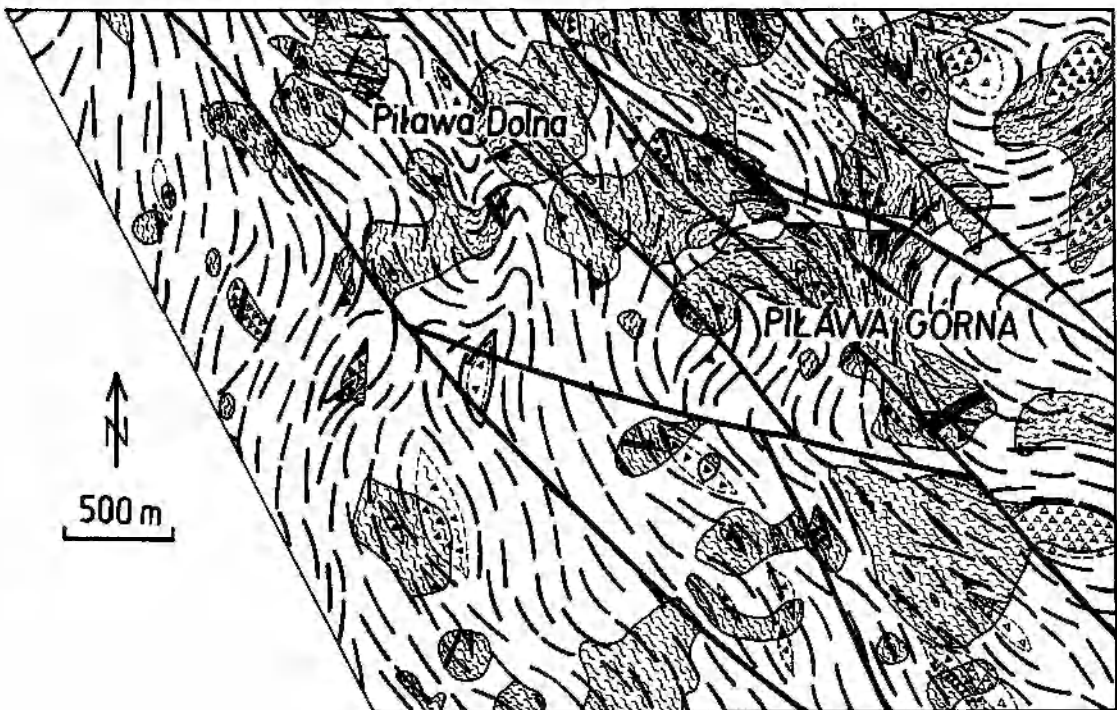


Fig. 3. Mapa geologiczno-strukturalna południowej i wschodniej części obszaru badań. Objasnienia jak dla figury 2
Geological and structural map of the south and east parts of the study area. Explanations as for Figure 2

osadowego (paraamfibolity), a także ortoamfibolity z relikdami struktur magmowych. Amfibolity laminowane charakteryzują się wyraźną teksturą kierunkową; minerały femiczne tworzą w nich laminki, smugi lub soczewki oddzielone jasnymi laminami plagioklazowo-kwarcowymi.

W niektórych amfibolitach laminowanych wzrasta zawartość granatu do kilku, a nawet sporadycznie do kilkunastu procent i możliwe jest wtedy wykartowanie amfibolitów laminowanych z granatami. Granaty najczęściej osiągają wymiary 1–2 mm, czasem do 5 mm. Partie amfibolitów z granatami występują także wśród amfibolitów masywnych.

Amfibolity masywne są skałami średnio- i lokalnie gruboziarnistymi o teksturze bezkierunkowej lub bardzo słabo wykształconej teksturze kierunkowej. Amfibolity te odpowiadają „amfibolitom gabrowym” lub „amfibolitom granoblastycznym” wydzielanym w innych częściach metamorfiku sowiogórskiego. Stanowią one prawdopodobnie zmetamorfizowane fragmenty porozrywanego tektonicznie zespołu kumulatów maficznych kompleksu ofiolitowego Ślęzy (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986). O magmowym pochodzeniu tych skał świadczą relikty diallagu, który tylko częściowo uległ przeobrażeniu w amfibol, oraz tabliczkowate formy plagioklazów odmienne od izometrycznych, ksenomorficznyc

plagioklazów występujących w amfibolitach laminowanych. Do ortoamfibolitów należą prawdopodobnie także masywne amfibolity pohiperytowe, które powstały prawdopodobnie z gabra hiperstenowego (hiperytu).

Występujące powszechnie na omawianym obszarze w różnorodnej formie i wielkości makroszczywy i/lub makrobudiny amfibolitowe (fig. 2, 3, 28) uważane są przez Cymermana (1987a) za porozrywane i zmodyfikowane tektonicznie fragmenty łusek i (lub) płaszczowin, które zbudowane są z różnych części sekwencji ofiolitowej. znajdujących się pod jednostką sowiogórską. Prawdopodobnie oprócz części amfibolitów laminowanych, które można zaliczyć do paraamfibolitów, wszystkie pozostałe wystąpienia skał amfibolitowych należą do zmetamorfizowanych w różnym stopniu fragmentów staropaleozoicznej skorupy oceanicznej (ofiolitu Ślęzy).

W okolicach Piławy Górnej występują również monzodioryty kwarcowe, o niewielkich jednak rozmiarach, które zaliczane są do waryscyjskich syntektonicznych granitoidów niemczańskich. Zależności strukturalne między monzodiorytami kwarcowymi a otaczającymi gnejsami i migmatytami w małym kamieniołomie w Piławie Górnej skłoniły Cymermana (1987b) do przyjęcia waryscyjskich faz deformacji metamorfiku sowiogórskiego. Etap deformacji D_2 poprzedzający

umiejscowienie się granitoidów niemczańskich lub ich części w jednostce sowiogórskiej może odpowiadać fazie akadyjskiej (Cymerman 1987b). Na omawianym obszarze występują również liczne żyły pegmatytów, lamprofirów i kwarcu (fig. 2, 3).

W swojej syntetycznej pracy Gunia (1985) zstawił dane dotyczące wieku deformacji i metamorfizmu oraz czasu powstania serii premetamorficznych jednostki sowiogórskiej. Na podstawie własnych badań mikropaleontologicznych Gunia (1981a, b) uważa, że znaczna część paragnejsów sowiogórskich powstała z osadów ryfejskich, najprawdopodobniej górnoryfejskich. Te dane paleontologiczne nie potwierdzają wcześniejszych sugestii o archaicznym (Oberc 1966a, 1968) lub wczesnoproterozoicznym (Oberc 1972) wieku pierwotnych serii osadowych metamorfiku sowiogórskiego. Prawie wszystkie z wykonanych dotychczas oznaczeń izotopowych skał metamorfiku sowiogórskiego, które wykonano metodą K-Ar, mieszczą się w interwale czasowym od 412 ± 28 do 475 ± 26 mln lat (Depciuch *et al.* 1980). Oznaczenia izotopowe kilkunastu prób z gnejsów i migmatytów sowiogórskich, wykonanych metodami Rb-Sr i U-Pb przez van Breeme-

na *et al.* (1988), wskazują zasadniczo na wiek radiometryczny około 380 ± 10 mln lat.

Powyższe fakty w powiązaniu z wynikami analizy strukturalnej, wykonanej dla środkowej części przedgórskiego fragmentu metamorfiku sowiogórskiego, skłoniły Cymermana (1987a) do przyjęcia zasadniczo waryscyjskiej ewolucji tektonometamorficznej całej jednostki sowiogórskiej. Rozwój strukturalny tej jednostki był związany prawdopodobnie z nasuwaniem się lub raczej „wklinowywaniem się” z północy różnych pakietów kompleksu ofiolitowego Słęzy w formie zespołu płaszczowin lub łusek. W proponowanym modelu jednostka sowiogórska stanowi rodzaj rozległej płaszczowiny (kry), która została oderwana od kadomidów Masywu Czeskiego i nasunięta w czasie orogenezy waryscyjskiej na zespół łusek ofiolitowych.

A. Grocholski (1987) przyjął jako hipotezę roboczą model przyłgnięcia („zadokowania”) do skorupy kontynentalnej Masywu Czeskiego fragmentu skorupy oceanicznej (gabra, serpentynity) wraz ze spoczywającym na nim mikrokontynentem bloku gnejsowego Gór Sowich. Proces „zadokowania” odbywał się na pograniczu dewonu środkowego i górnego, być może w strefie przesuwno ukośnego (A. Grocholski 1986, 1987).

STYL I SEKWENCJA MEZOSTRUKTUR TEKTONICZNYCH

W okolicach Piławy Górnej i Dolnej stwierdzono zasadniczo pięć generacji mezoskopowych struktur tektonicznych, które powstały podczas kolejnych faz deformacji (D_1 – D_5). Przed omówieniem tych mezostruktur należy zaznaczyć, że przy ustalaniu sekwencji deformacji tektonicznych pojawiły się różnorodne trudności spowodowane między innymi przez:

a) zbliżone do siebie warunki metamorfizmu (PTX) w czasie kolejnych faz deformacji, np. podczas faz D_2 i D_3 ;

b) różnorodność form geometrycznych, głównie fałdów, powstałych w czasie jednej fazy deformacji, np. fałdów F_3 ;

c) podobne cechy morfologiczne oraz rozmiary mezostruktur, które powstały podczas różnych faz deformacji, np. budiny powstałe w czasie faz D_2 i D_3 ;

d) współosiowość (koaksjalność – np. występujące lokalnie, równoległe osie fałdów F_2 i F_3) oraz współplanarność różnowiekowych struktur planarnych, np. foliacji S_1 i stratyfikacji S_0 ;

e) wpływ wcześniej powstałych struktur, np.

budin L_2 na styl i orientację młodszych generacji struktur, np. fałdów F_3 ;

f) zmianę kształtów, np. budin L_2 oraz orientacji struktur, głównie fałdów, np. fałdów F_2 w wyniku rotacji, w czasie długowiecznej fazy deformacji, trwającej dziesiątki milionów lat;

g) różnej reakcji deformowanego materiału, spowodowanej zróżnicowanymi właściwościami fizycznymi skał, np. amfibolitów i gnejsów;

h) zmiany kształtu (np. ang. prolate, plane, oblate) oraz orientacji osi elipsoidy (X , Y , Z) w czasie przyrostów elipsoidy odkształcenia podczas historii deformacji od fazy D_1 do fazy D_5 ;

i) wpływu naprężeń resztkowych i cząstkowych na styl i orientację mezostruktur, a zwłaszcza mikrostruktur tektonicznych.

PIERWSZA FAZA DEFORMACJI D_1

Do najstarszej generacji struktur tektonicznych powstałych w czasie pierwszej, rozpoznawalnej fazy deformacji (D_1) należą: penetratywna foliacja S_1 z występującą na jej powierzchniach

lineacją ziarna mineralnego L_1 oraz rzadko spotykane mezofałdy F_1 .

Penetratywna foliacja S_1 , przeważnie typu złupkowania laminowanego, bardzo rzadko typu złupkowania soczewkowatego, według morfologicznej klasyfikacji foliacji (Cymerman 1984) jest najczęściej złożoną, poligeniczną strukturą planarną. Foliacja S_1 powstała w wyniku całkowitej transpozycji, w skali mezoskopowej, starszych powierzchni anizotropii S_0 , prawdopodobnie powierzchni stratyfikacji osadów premetamorficznych. Wniosek ten opiera się na danych, jednak nielicznych, z okolic Owiesna i Gilowa, już poza analizowanym tutaj obszarem, gdzie stwierdzono współplanarność orientacji foliacji S_1 w paraamfibolitach i paragnejsach względem orientacji włókien skał wapienno-krzemianowych i (lub) wapieni krystalicznych (W. Grocholski 1969; Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986). Powierzchnie graniczne zarówno skał wapienno-krzemianowych, jak i marmurów z otaczającymi je skałami uważane są za powierzchnie warstwowania S_0 (por. W. Grocholski 1969). Dlatego też można założyć, że regionalne złupkowanie S_1 jest foliacją naśladowczą w stosunku do powierzchni stratyfikacji S_0 , oczywiście oprócz stref przegubowych fałdów F_1 .

Generalnie można przyjąć, że penetratywna foliacja S_1 rozwijała się współplanarnie do powierzchni stratyfikacji S_0 i powstała w wyniku procesów dyferencjacji metamorficznej w czasie pierwszej fazy deformacji (D_1). Dyferencjacja rozumiana jest tutaj jako zespół wielu różnorodnych, drobnoskalowych procesów, między innymi: poślizgów, ścinania, rotacji mechanicznej ziarn mineralnych, dyfuzji i rozpuszczania pod ciśnieniem ziarn mineralnych. Procesy dyferencjacji rozwijały się intensywnie w warunkach metamorfizmu regionalnego M_1 (wysokociśnieniowego, według Kryzy 1981) z powszechnymi wrostkami dystenu w plagioklazach oraz sporadycznymi relikdami staurolitu i andalazytu (Morawski 1973; Dziedzicowa 1979; Kryza 1981).

Foliacja S_1 uległa w różnym stopniu późniejszym transpozycjom i jej kosztem rozwinęły się młodsze foliacje (S_2 i S_3). Te młodsze struktury planarne utrwaliły najczęściej mimetycznie starszą od nich powierzchnię anizotropii (foliację S_1). Trudności z odróżnieniem foliacji S_1 od S_2 lub od S_3 spowodowane są zarówno podobnie wykształconymi mineralogicznie i morfologicznie powierzchniami foliacji, będącymi wynikiem utrzymujących się podobnych warunków metamorfizmu w czasie faz deformacji D_1 , D_2 i D_3 , jak i nie zmieniającego się regionalnego oraz

lokalnego pola naprężeń podczas kolejnych etapów deformacji tektonicznych.

Dlatego też na obszarze jednostki sowiogórskiej obserwuje się praktycznie jedną, ale o znaczeniu regionalnym, penetratywną foliację S_1 , na którą w różnym stopniu – uzależnionym między innymi od zakresu migmatyzacji paragnejsów – nałożyła się, przeważnie współplanarnie, młodsza foliacja S_2 i (lub) S_3 . Superpozycja struktur planarnych może być rozpoznana zasadniczo jedynie przez analizę mikrostrukturalną, np. na podstawie nodul kwarcowo-syllimanitowych (pl. X, 1) lub agregatów fibrolitowych wykształconych na powierzchniach foliacji S_2 lub S_3 (Żelaźniewicz 1984). Regionalna foliacja S_1 , która będzie podstawą do wyróżnienia w dalszej części artykułu głównych makrostruktur w okolicach Piławy Górnej, wyznaczona jest zasadniczo przez synkinematyczną, kierunkową rekrytalizację oligoklażu i kwarcu, a szczególnie ukierunkowaniem wyciągniętych blaszek biotyту, które zarazem wyznaczają lineację ziarna mineralnego L_1 (pl. X, 1).

W czasie pierwszej fazy deformacji D_1 powstały, obecnie jednak rzadko zachowane, struktury fałdowe F_1 . Mezofałdy F_1 charakteryzują się formami izoklinalnymi lub wąskopromiennymi, silnie spłaszczonymi i należą do klas fałdów od 5B do 5E według morfologicznej klasyfikacji fałdów Hudlestona (1973). Najczęściej występują one w postaci drobnych fałdów śródfoliacyjnych, zafałdowujących powierzchnie stratyfikacji S_0 , w laminach kwarcowo-skaleniovych lub skaleniovych w gnejsach drobnolaminowanych lub łusieczkowych (fig. 4; pl. II, 1). Powierzchnie osiowe S_1 fałdów F_1 zorientowane są równolegle do penetratywnej foliacji S_1 . Często reliktoowo zachowane partie przegubowe fałdów śródfoliacyjnych F_1 tworzą nabrzmienia lub nawet soczewki, które wyglądem przypominają struktury budinażowe (fig. 4b; pl. II, 1).

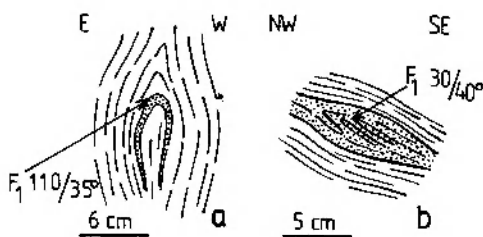


Fig. 4. Przykłady fałdów F_1 w gnejsach warstewkowych. a – prawie izoklinalny śródfoliacyjny fałd F_1 ; b – izoklinalne i wąskopromienne fałdy F_1

Examples of F_1 folds in layered gneisses. a – almost isoclinal intrafolial F_1 fold; b – isoclinal and tight F_1 folds

DRUGA FAZA DEFORMACJI D_2

W czasie drugiej fazy deformacji D_2 doszło do powszechnego i intensywnego zafałdowania foliacji S_1 , w wyniku którego powstał bogaty zespół struktur fałdowych F_2 . Mezofałdy F_2 charakteryzują się ogromnym zróżnicowaniem zarówno pod względem form geometrycznych, jak i wielkości (por. pl. I, 1, 2; pl. III, 1, 2). Wśród fałdów F_2

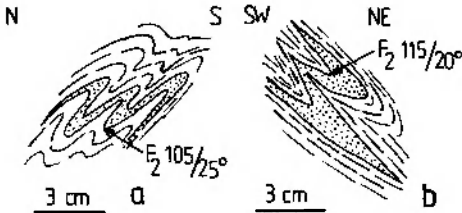


Fig. 5. Przykłady mezofałdów F_2 . *a* – fałdy wąskopromienne typu similar; zauważ zmianę morfologii fałdów F_2 ku górze figury; *b* – wąskopromienne fałdy F_2 typu similar i wysmuklone o ostrych przegubach

Examples of F_2 mesofolds. *a* – tight similar folds; note upward change in morphology of F_2 folds; *b* – similar and attenuated (with sharp hinges) tight F_2 folds

przeważają zdecydowanie formy wąskopromienne (klasy fałdów od 4B do 4F i od 5C do 5F według klasyfikacji Hudlestona 1973), symilarne lub zbliżone do symilarnych (fig. 5a, b; pl. III, 1). Amplituda fałdów F_1 wynosi od kilku centymetrów (pl. III, 1, 2) do kilkunastu metrów (pl. I, 1, 2). Spotykane są również fałdy F_2 średniopromienne, głównie w gnejsach warstewkowych (pl. VI, 2), a także struktury izoklinalne, które występują najczęściej w cienko laminowanych gnejsach (fig. 6a, c). Przegubowe partie fałdów F_2 są albo owalne o trudnej do oznaczenia osi fałdu (pl. I, 1, 2), albo kątowe o ostrych przegubach (fig. 5b; pl. II, 2). Pogrubienia stref przegubowych (fig. 5b; fig. 6a) i niecyldryczność kształtów fałdów F_2 (pl. I, 1, 2; pl. II, 2), które czasami można zaliczać do grupy fałdów futerałowych (ang. sheath folds), wskazują na znaczący udział procesów ścinania w czasie fazy deformacji D_2 .

Podczas fazy deformacji D_2 powstały także struktury budinażowe L_2 (fig. 7; pl. VI, 1, 2; pl. VII, 1, 2). Budiny L_2 charakteryzują się w większości przypadków kształtami owalnymi i soczewkowatymi (fig. 7; pl. II, 1; pl. VI, 1, 2; pl. VII, 2; pl. VIII, 1), znacznie rzadziej formami owalnymi lub wielobocznymi (pl. VII, 1). Budiny zbudowane są najczęściej z masywnych, drobnoziarnistych amfibolitów (pl. VI, 2; pl. VII, 1, 2)

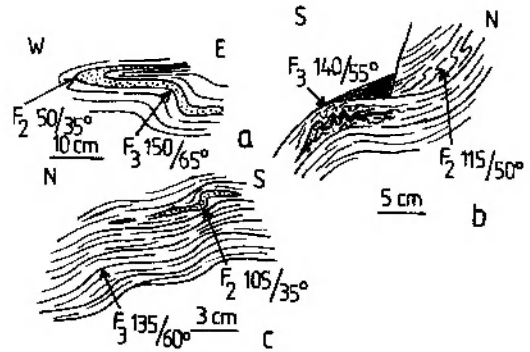


Fig. 6. Przykłady nakładania się mezofałdów F_3 na mezofałdy F_2 . *a* – fałd izoklinalny F_2 , zafałdowany przez otwarty, asymetryczny fałd F_3 ; oś fałdu F_3 jest prawie prostopadła do osi fałdu F_2 ; *b* – w przegubie fałdu F_3 zachowane są mniejsze fałdy F_2 o powierzchniach osiowych S_2 prawie równoległych do foliacji S_1 ; zauważ drobne, ptygmatytowe zafałdowania F_3 laminy leukosomu o powierzchniach osiowych S_3 prawie równoległych do powierzchni osiowej dużego, macierzystego fałdu F_3 ; *c* – w partii przegubowej asymetrycznych fałdów F_3 występuje zafałdowana lamina skalenkowo-kwarcowa o asymetrii i orientacji osi F_2 zbliżonej do orientacji osi F_3

Examples of superposition of F_3 on F_2 folds. *a* – isoclinal F_2 fold overprinted by open asymmetric F_3 fold; F_3 fold axis is almost perpendicular to that of the F_2 fold; *b* – small F_2 folds in the hinge zone of F_3 fold. Axial planes (S_2) of F_2 folds are almost parallel to S_1 foliation. Note small, ptygmatic F_3 folds, formed due to folding of leucosome lamina with S_3 axial planes almost parallel to the axial plane of larger F_3 fold; *c* – folded quartz-feldspar lamina (F_2) in the hinge of asymmetric F_3 fold; vergence and orientation of F_2 folds are the same as those of F_3 folds

lub skał wapienno-krzemianowych (fig. 7b; pl. VI, 2).

W skali odstąpienia budiny są różnej wielkości, przeważnie od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, rzadko osiągają wymiary kilku metrów (w płaszczyźnie prostopadłej do osi maksymalnego wyciągnięcia budiny). Oś X maksymalnego wyciągnięcia budiny L_2 jest prawie zgodna z orientacją mineralnej lineacji ekstensyjnej lub inaczej określanej jako lineacja z rozciągania (ang. stretching mineral lineation), która jest jednak rzadko rozpoznawalna na omawianym obszarze. Rozwój struktur budinażowych L_2 o osiach X maksymalnego wyciągnięcia zorientowanych równoległe do osi X (osi ekstensji) elipsoidy deformacji ($X > Y > Z$) wskazuje również na procesy ścinania w czasie fazy D_2 . Procesy ścinania podanego zostały jednak w większości zatarte przez synchroniczną lub nieco późniejszą rekrytalizację związaną z metamorfizmem regionalnym M_2 w warunkach facji amfibolitowej (por. Żelaźniewicz 1985).

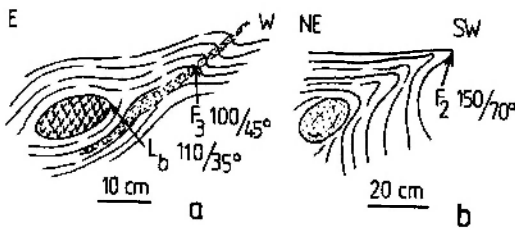


Fig. 7. Wpływ struktur budinażowych na rozwój fałdów. *a* – owalna budina amfibolitowa wpływa na styl mezofałdów F_3 ; *b* – budina skały wapienno-krzemianowej wpływa na rozwój mezofałdu F_2

Influence of boudinage structure on the development of folds. *a* – oval amphibolite boudin influencing the style of F_3 folds; *b* – F_2 fold geometry appears to be controlled by a boudin of calcisilicate rock

Ośie maksymalnego wyciągnięcia budin L_2 są często równoległe do osi fałdów F_2 i (lub) F_3 , które często występują w osłonie budin (fig. 7; pl. VI, 1). Zaokrąglenie narożników budin wiązane jest przeważnie ze stopniem podatności (ciągliwości) zbudinażowanej skały (Ramsay 1967). Kształty owalne budin są wskaźnikiem małego kontrastu podatności między zbudinażowaną skałą a otaczającym matrix. Ten mały kontrast podatności mógł być spowodowany obecnością fazy płynnej (roztworów intragranularnych) i (lub) dużym stopniem deformacji plastycznych (Ramberg 1955). Lloyd i Ferguson (1981) ustalili, że deformacja podatna (ang. ductile deformation) w przypadku budinaży ograniczona będzie zasadniczo do modyfikacji (zaokrąglania) kątowych narożników budin, które powstały wcześniej podczas etapu spękania „twardej” (kompetentnej) warstwy.

Foliacja S_2 , podobnie jak występująca na jej powierzchniach lineacja mineralna L_2 , jest najczęściej strukturą mimetyczną względem struktur powstałych w czasie fazy deformacji D_1 . Lokalnie w strefach przegubowych fałdów F_2 zaznacza się słabo wykształcona foliacja osiowa S_2 , która wyznaczona jest przeważnie przez zrotowane blaszki biotyty i przez agregaty fibrolitowe. Lineacja ziarna mineralnego L_2 charakteryzuje się kierunkowym uszeregowaniem i liniowym wyciągnięciem blaszek biotyty – podobnie jak lineacja ziarna mineralnego L_1 – oraz wyciągnięciem liniowym agregatów fibrolitowych. Według Żelaźniewicza (1984) z rozwojem foliacji S_2 związany jest ściśle proces fibrolityzacji biotyty. Morawski (1973) i Kryza (1981) natomiast uważają, że syllibanit powstał w wyniku zastąpienia dystenu w czasie metamorfizmu M_3 i synchronicznej deformacji D_3 .

TRZECIA FAZA DEFORMACJI D_3

Kolejny, trzeci etap deformacji D_3 zaznaczył się intensywnym rozwojem fałdów F_3 , które – podobnie jak fałdy F_2 – charakteryzują się różnicowaną morfologią i wielkością. Geometria fałdów F_3 jest dość często bardzo skomplikowana i zmienna (np. pl. I, 3; pl. IV, 1, 2; pl. V, 1). Dlatego też mezofałdy F_3 są najtrudniejsze do sklasyfikowania, czy to według klasyfikacji Hudlestona (1973), czy też według klasyfikacji Ramsaya (1967). Dotyczy to szczególnie fałdów ptygmatytowych, konwolutnych, poligonalnych i dysharmonijnych, które występują najliczniej w migmatytach fałdowych i gnejsach silnie zmigmatyzowanych (pl. I, 3; pl. II, 3; pl. IV, 1, 2; pl. V, 1).

Często wzdłuż powierzchni osiowych fałdów F_3 , szczególnie form otwartych, asymetrycznych rozwija się foliacja osiowa S_3 , która wyznaczona jest przez laminy leukosomu skaleniowego lub kwarcowo-skaleniowego. Lokalnie foliacja osiowa S_3 wykształcona jest w postaci foliacji mylonitycznej w wąskich strefach ścinania podatnych (ang. ductile shear zones). Te strefy mylonityzacji osiągają maksymalne miąższości kilkunastu centymetrów, najczęściej są rzędu kilku centymetrów (fig. 8). W strefach ścinania podatnych dochodzi lokalnie do rozwoju żyłek leukosomu, które wykorzystują rozwijające się prawie synchronicznie z nimi nieciągłości strukturalne (fig. 8). Oczywiście, nie wszystkie strefy ścinania podatnych związane są z trzecią fazą deformacji (D_3). Pewna część stref mylonityzacji może być związana z drugą fazą deformacji. W okolicach Piławy Górnej i Dolnej

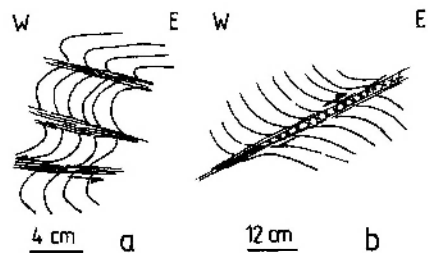


Fig. 8. Przykłady stref ścinania. *a* – orientacja stref ścinania równoległa do powierzchni osiowych S_3 (035/65–75°) fałdów F_3 ; obwiednia fałdów F_3 – 195/75°; oś fałdów F_3 – 305/35°; *b* – rozwój żyłki leukosomu w strefie ścinania o orientacji 285/40° i prawoskrętnym ścinaniu

Examples of shear zones. *a* – orientation of shear zones parallel to S_3 axial planes (035/65–75° = N55W, 65 to 75N) of F_3 folds; the enveloping surface of F_3 folds is oriented 195/75° = N105E, 75S; and the axes F_3 folds plunge at 35° in 305° direction; *b* – growth of leucosome veins in dextral shear zone oriented 285/40° (N15E, 40W)

nie udało się stwierdzić bezpośrednio następstwa mylonityzacji, związanego z poszczególnymi fazami deformacji (np. D_2 i D_3).

Obserwowane w skali odsłoneń zależności między strefami ścinania, które zbudowane są z mylonitów z przejściami do ultramylonitów i blastomylonitów, a mezofałdami F_3 wskazują, że większa część stref mylonityzacji powstała w czasie trzeciej fazy deformacji D_3 . Rozwój stref ścinania podatnego (S_3) w formie lamin mylonitycznych spowodował utworzenie „pseudofałdów” (fałdów ze ścinania) oraz rozwój struktur migdałowych (ang. almonds structures), które przypominają nieco struktury budinażowe, ale bez kontrastu podatności materiału między „migdałem” a skałą otaczającą (pl. VIII, 1, 2, 3; pl. IX, 1; pl. X, 2).

W partiach paragnejsów, w których nie doszło do migmatytyzacji w czasie metamorfizmu regionalnego M_3 , mezofałdy F_3 są geometrycznie bardziej regularne niż fałdy F_3 z migmatytów. W partiach tych najczęściej są to fałdy średniopromienne lub szerokopromienne, asymetryczne (fig. 6, 7; pl. II, 3; pl. V, 2; pl. IX, 3).

Mezofałdy F_2 i F_3 są w wielu przypadkach trudne do rozróżnienia, ponieważ fałdy te, jak i towarzyszące im struktury linijne, pokrywają się w stylu i orientacji (pl. II, 2; pl. III, 2; pl. VI, 1; pl. IX, 3). Nie dotyczy to jedynie odsłoneń z przykładami nadrukowywania mezofałdów F_2 przez mezofałdy F_3 (fig. 6; pl. II, 2; pl. VIII, 2). W wyniku nałożenia się fałdów F_3 na fałdy F_2 powstały lokalnie struktury interferencyjne, które tworzą 3 typy budowli interferencyjnych (Ramsay 1967).

Podczas fazy deformacji D_3 dalszej modyfikacji kształtów i lokalnej reorientacji doznały struktury budinażowe L_2 . W tym czasie powstawały także nowe struktury budinażowe L_3 (fig. 7; pl. X, 2, 3). Budinaże L_3 są mniej liczne niż struktury budinażowe L_2 . Morfologia, wielkość i zagęszczenie budin L_2 i (lub) L_3 wpływa w dużym stopniu na rozwój, styl i wergencję mezofałdów F_3 (fig. 7; pl. V, 2; pl. VI, 1; pl. VIII, 1).

W czasie etapu deformacji D_3 powstały także mezobudiny monzodiorytowe wśród intruzji monzodiorytów kwarcowych w Piławie Górnej (fig. 3). Do intruzji monzodiorytów kwarcowych w formie silli i dajek doszło w okresie między fazami deformacji D_2 a D_3 (Cymerman 1987b). Lokalne warunki tensji między fazami deformacji D_2 a D_3 lub na początku fazy D_3 były przyczyną intruzji monzodiorytów kwarcowych, które dalej przemieszczały się wzdłuż prawie południkowej

strefy ścinania. Te strefy nieciągłości zostały jednocześnie lub nieco później wykorzystane przez neosom migmatytów, który zatarł w wyniku rekrystalizacji struktury ścięciowe (Cymerman 1987b). W czasie fazy deformacji D_3 doszło również do rozwoju struktur budinażowo-soczewo-bryłowych (termin opisowy), które zbudowane są z monzodiorytów kwarcowych i które otoczone są przez zafałdowane migmatyty i gnejsy (Cymerman 1987b).

W niektórych fragmentach jednostki sowiogórskiej w czasie fazy deformacji D_3 doszło do anatektycznej homofanizacji gnejsów (Kryza 1981). Proces ten mógł być związany z krótkotrwałym zanikiem kierunkowych naprężeń tektonicznych w strefach „cieni ciśnień”, np. w strefach cieni ciśnień mezo- i makrobudin amfibolitowych, lub mógł być związany ze wspomnianym powyżej okresem tensji w historii odkształcenia (przed etapem D_3). Jak wynika z badań petrologicznych Kryzy (1981), większość migmatytów sowiogórskich powstała w wyniku migmatytyzacji dyferencjalnej, a nie anatektycznej mobilizacji jasnych składników.

CZWARTA FAZA DEFORMACJI D_4

Kolejny etap deformacji (D_4) odbywał się już w warunkach retrogresji metamorfizmu regionalnego (M_4), który związany był prawdopodobnie z dość szybkim wynoszeniem jednostki sowiogórskiej w przypowierzchniowe partie skorupy ziemskiej. Metamorfizm retrogresywny M_4 zaznaczył się, między innymi: diaforyczną krystalizacją muskowitu, chlorytazacją biotyту i pinityzacją kordierytu (Kryza 1981).

W tym też czasie powstały, rzadko spotykane, fałdy otwarte lub załomowe F_4 typu „kink-band” lub „chevron folds”. Fałdy F_4 odpowiadają geometrycznie fałdom klas od 1E do 1F i od 2E do 2F według morfologicznej klasyfikacji fałdów Hudlestona (1973). Lokalnie mezofałdy F_4 tworzą systemy fałdów sprzężonych. Powierzchnie osiowe S_4 mezofałdów F_4 podkreślone są najczęściej spękaniem, które miejscami mają cechy kliważu spękaniowego. Bardzo rzadko powierzchnie osiowe S_4 wyrażone są przez cienkie, dość nieregularne strefy kataklazytów. Miejscami w pobliżu powierzchni osiowych S_4 mezofałdów F_4 występują żyłki pegmatytów, apłitów lub najczęściej kwarcu.

PIĄTA FAZA DEFORMACJI D_5

Ostatni, rozpoznany etap deformacji D_5 spowodował powstanie nielicznych, otwartych, szeroko-

kopromiennych struktur fałdowych F_5 , czasami w postaci słabych ugięć fleksuralnych. W czasie fazy deformacji D_5 powstały również spękania i prawdopodobnie większa część bardzo licznych na omawianym obszarze mezouskoków. Powierzchnie tych mezouskoków charakteryzują się wyraźnie na ogół wykształconymi rysami ślizgowymi (pl. IX, 1, 2). Często rysy ślizgowe na powierzchniach uskokowych wyznaczone są przez wyciągnięcie nodul kwarcowo-syllimanitowych.

Młodsze od fazy D_5 etapy deformacji w jednostce sowiogórskiej były związane jedynie z deformacjami dysjunktywnymi, które przyczyniły się do dalszego rozwoju nowych zespołów spękań skalnych oraz regeneracji istniejących już struktur dysjunktywnych, głównie powstałych w czasie fazy deformacji D_5 .

MAKROSKOPOWE STRUKTURY TEKTONICZNE

Interpretacja przedstawionych powyżej danych mezostukturalnych z uwzględnieniem ich orientacji przestrzennej i w powiązaniu z analizą intersekcyjną nowego zdjęcia geologicznego (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986) pozwala odtworzyć zasadnicze rysy budowy makrostrukturalnej omawianego obszaru. Zasadnicze ograniczenia wykonanej poniżej analizy makrostrukturalnej spowodowane są przez nierównomierne rozmieszczenie naturalnych odsłoneń, które skupiają się głównie w dolinie rzeki Piławy. Rozległe przykrycia wychodni skał krystalicznych przez osady kenozoiczne (fig. 2, 3) uniemożliwiły wykonanie szczegółowej analizy makroskopowych struktur tektonicznych. Materiał obserwacyjny, zebrany z 53 odsłoneń naturalnych i 103 wkopów badawczych, pozwala jednak – pomimo luk i nieścisłości – przedstawić zasadnicze rysy budowy makrostrukturalnej analizowanego obszaru (fig. 28).

Decydujące znaczenie w rozpoznaniu makrostruktur ma orientacja przestrzenna mezoskopowych struktur tektonicznych, a zwłaszcza orientacja penetratywnej foliacji S_1 . Ważne jest również ukierunkowanie mezoskopowych struktur fałdowych i liniowych.

ANALIZA DIAGRAMÓW MEZOSTRUKTUR TEKTONICZNYCH

Cały analizowany obszar podzielono na osiem domen (fig. 1). Dla każdej domeny wykonano oddzielnie diagram kumulatywny foliacji (fig. 9,

Przedstawiona powyżej 5-etapowa sekwencja deformacji tektonicznych od fazy D_1 do fazy D_5 , a także styl poszczególnych generacji struktur tektonicznych, nie odbiegają w zasadniczy sposób od podobnych ustaleń dla innych (przede wszystkim z górskiej części) fragmentów jednostki sowiogórskiej (por. Żelaźniewicz 1979; Głowacki 1984). Nowością jest natomiast stwierdzenie intensywnego rozwoju struktur budinażowych, które powstały głównie w czasie fazy deformacji D_2 i uległy dalszej modyfikacji podczas fazy deformacji D_3 . Rozwój struktur budinażowych, a szczególnie dających się wykartować makrobudin, odegrał znaczącą rolę w powstaniu i ewolucji głównych makrostruktur tektonicznych w okolicach Piławy Górnej i Dolnej.

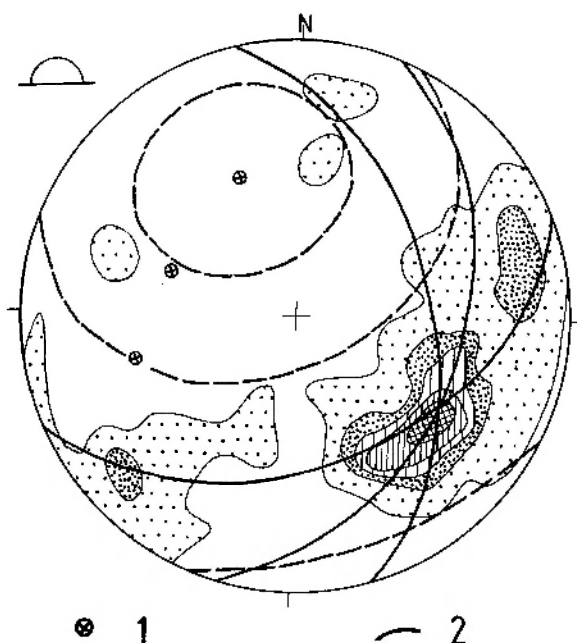


Fig. 9. Diagram kumulatywny penetratywnej foliacji dla domeny 1. Półkula górna. Izolinie: 1-3-5-7-10%. 1 – oś π pasa rozrzutu foliacji; 2 – pas π rozrzutu foliacji

Contoured stereogram showing poles to penetrative foliation in domain 1. Upper hemisphere equal-area net. Contours: 1-3-5-7-10%. 1 – π -axis of scatter of foliation; 2 – π -circle of scatter of foliation

11, 13, 15, 17, 19; 21, 23) oraz diagram punktowy struktur liniowych i fałdowych (fig. 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24). Wykonano również tabelaryczne zestawienie wyników analizy statystycznej pomiarów foliacji S_1 oparte na diagramach kumulatywnych

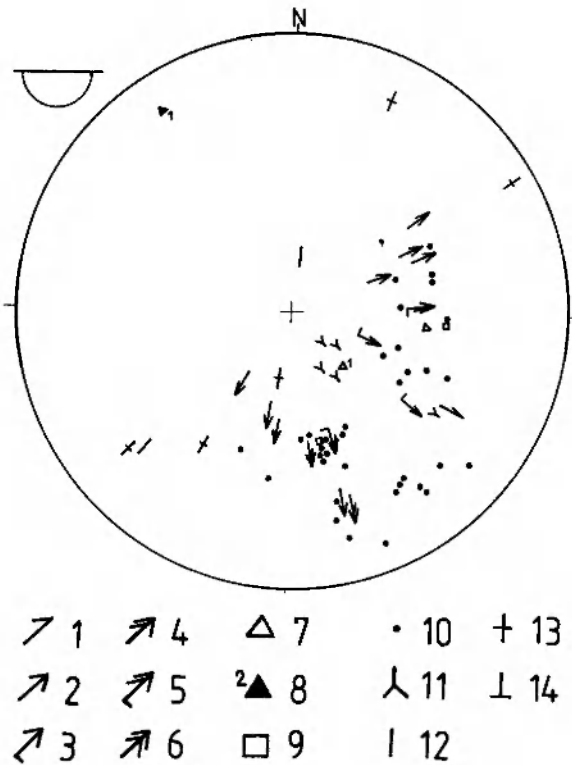


Fig. 10. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny numer 1. Półkula dolna. 1 - osie mezofałdów F_1 ; 2 - osie mezofałdów F_2 ; 3 - osie mezofałdów F_2 z zaznaczoną asymetrią; 4 - osie mezofałdów F_3 ; 5 - osie mezofałdów F_3 z zaznaczoną asymetrią; 6 - osie mezofałdów F_4 ; 7 - osie mezofałdów F_5 ; 8 - normalna powierzchni osiowej mezofałdu F_5 oznaczonego cyfrą; 9 - osie mezobudin; 10 - lineacja ziarna mineralnego; 11 - lineacja syllimanitowa (fibrolitowa); 12 - lineacja mylonityczna (ekstensyjna); 13 - lineacja rys ślizgowych; 14 - lineacja rys ślizgowych z zadziorami

Stereogram of folds and lineations in domain 1. Lower hemisphere. 1 - axes of F_1 folds; 2 - axes of F_2 folds; 3 - axes of F_2 folds (vergence indicated); 4 - axes of F_3 folds; 5 - axes of F_3 folds (vergence indicated); 6 - axes of F_4 folds; 7 - axes of F_5 folds; 8 - normal to F_5 fold axial plane (marked with a number); 9 - axes of mesoscopic boudins; 10 - mineral lineation; 11 - sillimanite (fibrolite) lineation; 12 - mylonitic (stretching) lineation; 13 - slickenside lineation; 14 - slickenside lineation with transverse steps

nych foliacji (tab. 1), a także tabelaryczne zestawienie orientacji struktur fałdowych i liniowych dla poszczególnych domen (tab. 2).

Jak wynika z analizy kumulatywnych diagramów foliacji, osie głównych makrostruktur fałdowych, wyznaczone na podstawie najwyraźniej zaznaczonego pasowego rozrzutu foliacji na diagramach (pasów π), nachylają się pod średnimi kątami w kierunku SE (tab. 1). Dotyczy to domen o numerach 1 (fig. 9), 2 (fig. 11), 5 (fig. 17), 7 (fig. 21) i 8 (fig. 23). W domenach numer 3 (fig. 13), 4 (fig. 15) i 6 (fig. 19) dominuje natomiast prawie równoleżnikowa orientacja osi głównych makro-

struktur fałdowych (tab. 1). Zmiana kierunku nachylenia osi głównych makrofałdów znajduje również odbicie w obrazie morfologicznym, np. w przebiegu doliny rzecznej Piławy, która na obszarze domen nr 1 i 2 przebiega w kierunku NW-SE, na obszarze domen 3 i 4 jest prawie równoleżnikowa, a na obszarze domeny nr 5 układa się znowu w kierunku NW-SE (fig. 1). Przebieg górnego odcinka rzeki Piławy uzależniony jest ściśle od planu strukturalnego.

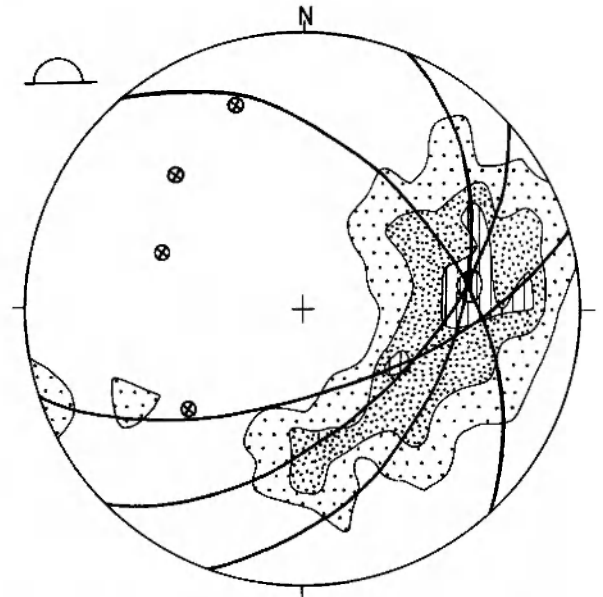


Fig. 11. Diagram kumulatywny penetratywnej foliacji dla domeny numer 2. Objaśnienia jak dla figury 9. Contoured stereogram of penetrative foliation in domain 2. Explanations as for Fig. 9

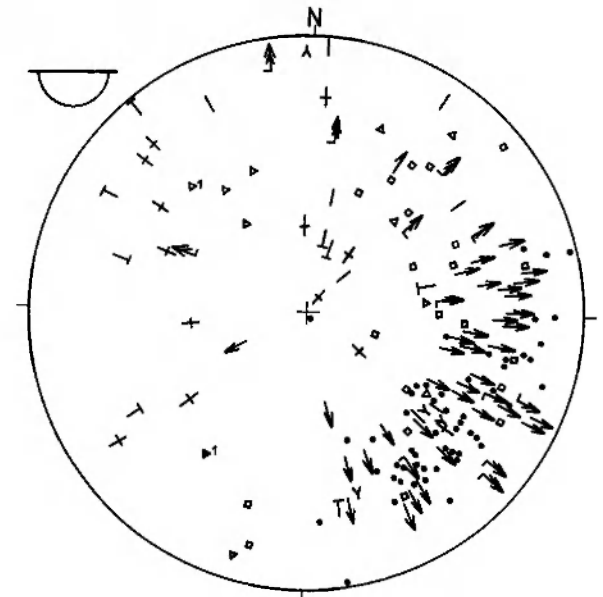


Fig. 12. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny numer 2. Objaśnienia jak dla figury 10. Stereogram of folds and lineations in domain 2. Explanations as for Figure 10

Osie głównych makrostruktur fałdowych, które wyznaczono na podstawie osi π na diagramach kumulatywnych (konturowych) foliacji S_1 , pokrywają się generalnie z orientacją mezostruktur fazy deformacji D_2 , głównie mezofałdów F_2 , jak i z orientacją mezostruktur powstałych podczas fazy D_3 (por. tab. 1 z tab. 2). Dane te mogą świadczyć, że główne makrostruktury tektoniczne na badanym obszarze, schematycznie przedstawione na figurze 28, powstały podczas faz deformacji D_2 i D_3 , przy nie zmieniającej się generalnie orientacji przestrzennej regionalnej elipsoidy naprężenia. Główna oś naprężenia σ_1 była podczas faz deformacji D_2 i D_3 zorientowana w kierunku NNE–SSW.

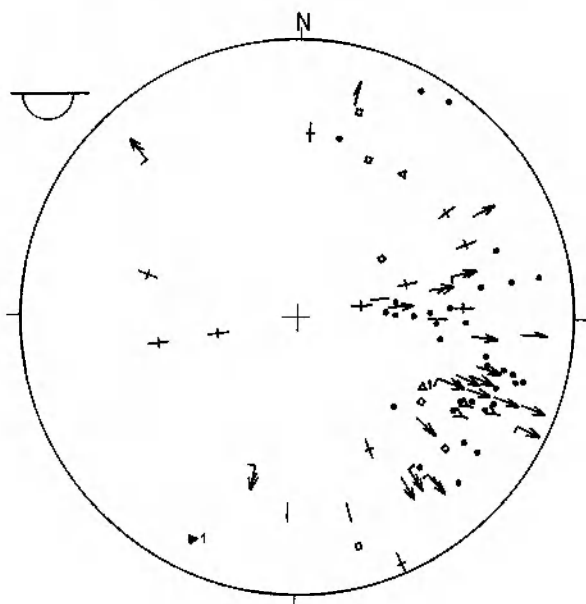


Fig. 14. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny 3. Objaśnienia jak dla figury 10
Stereogram of folds and lineations in domain 3. Explanations as for Figure 10

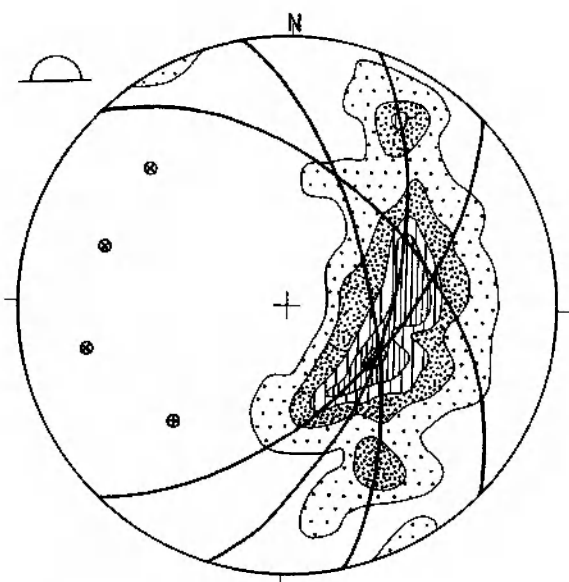


Fig. 13. Diagram kumulatywny penetratywnej foliacji dla domeny 3. Objaśnienia jak dla figury 9
Contoured stereogram of penetrative foliation in domain 3. Explanations as for Figure 9

Analiza diagramów kumulatywnych foliacji wyznacza osie makrofałdów cylindrycznych, co między innymi było podstawą rozważań Jamrozika (1980). Przyjęcie jednak niecylindryczności form geometrycznych makrofałdów, co znajduje częściowe potwierdzenie w obserwacjach mezofałdów, sugeruje, że analizowane tutaj budowle makrostrukturalne będą skomplikowane geometrycznie i to nie tylko lokalnie. Odtworzenie geometrii niecylindrycznych makrofałdów, między innymi wskutek tego, że około 65% analizowanego obszaru znajduje się pod przykryciem osadów kenozoicznych, jest praktycznie niewykonalne.

Dlatego zmuszeni jesteśmy przyjąć koncepcję cylindryczności form geometrycznych makrofał-

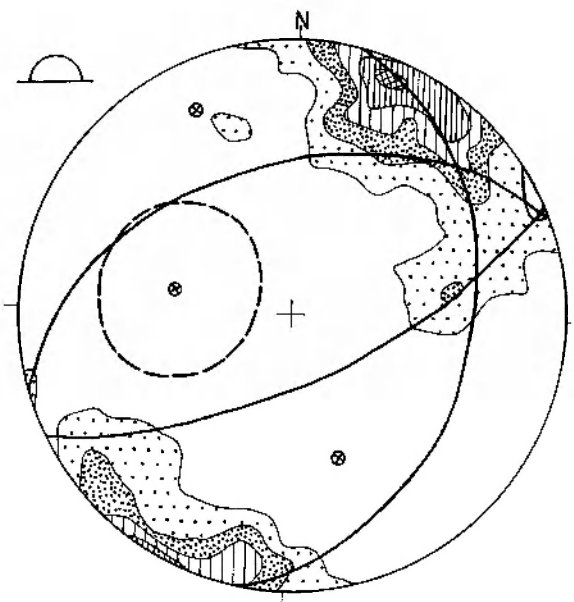


Fig. 15. Diagram kumulatywny penetratywnej foliacji dla domeny 4. Objaśnienia jak dla figury 9
Contoured stereogram of penetrative foliation in domain 4. Explanations as for the figure 9

dów w poszczególnych domenach, chociaż jest to duże uproszczenie rzeczywistego obrazu makrostrukturalnego. Po przyjęciu cylindryczności makrofałdów można wykorzystać orientacje osi głównych, mniej wyraźnych i najslabiej zaznaczonych makrofałdów, które zostały wyznaczone na podstawie pasa π i osi π rozrzutu foliacji na diagramach kumulatywnych.

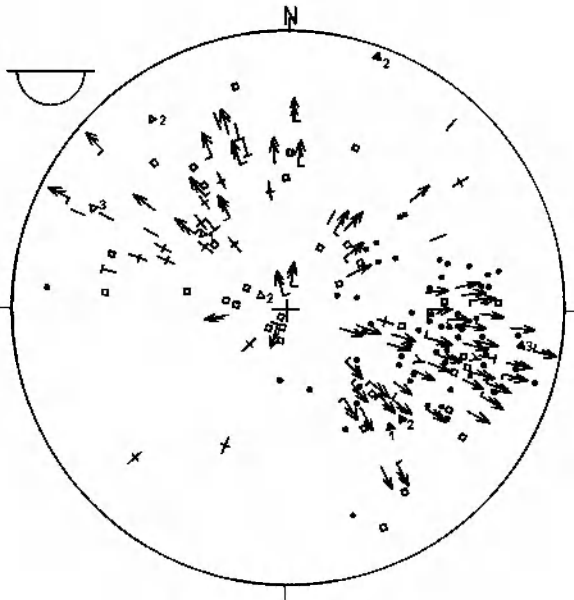


Fig. 16. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny 4. Objaśnienia jak dla figury 10
Stereogram of folds and lineations in domain 4. Explanations as given in Figure 10

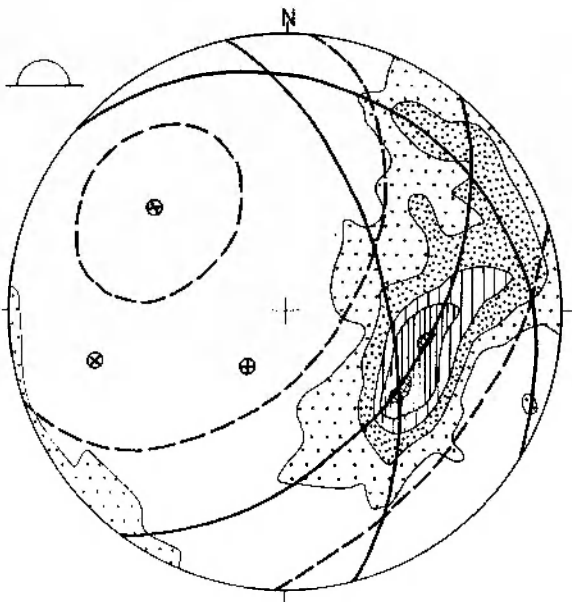


Fig. 17. Diagram kumulatywny penetratywnej foliacji dla domeny 5. Objaśnienia jak dla figury 9
Contoured stereogram of penetrative foliation in domain 5. Explanations as for Figure 9

Orientacja osi makrofałdów drugorzędnych, które zostały wyznaczone na podstawie mniej wyraźnego pasowego rozrzutu foliacji na diagramach kumulatywnych, różni się najczęściej o 20–30° w stosunku do kierunku nachylenia osi fałdów głównych (tab. 1). Powyższe fakty można wytłumaczyć za pomocą zasady superpozycji struktur tektonicznych, jednej z podstawowych

zasad w geologii strukturalnej. Pierwszy W. Grocholski (1964) przedstawił model nakładania się fałdów F_3 na system starszych fałdów F_2 . Prze-fałdowanie starszych makrofałdów F_2 przez system fałdowy F_3 w jednostce sowiogórskiej było przedstawione również przez Oberca (1972). Na przemodelowanie planu strukturalnego miała więc decydujący wpływ faza deformacji D_3 . Należy jednak zaznaczyć, że do reorientacji głównych makrofałdów na omawianym obszarze mogło dojść także pod wpływem faz deformacji D_4 i D_5 ; mogą o tym świadczyć, ale nie muszą, najslabiej zaznaczone osie π i pasy π na diagramach kumulatywnych foliacji.

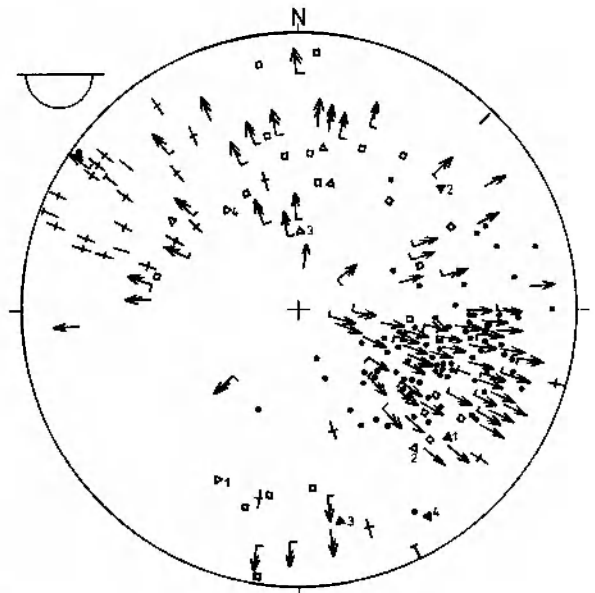


Fig. 18. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny 5. Objaśnienia jak dla figury 10
Stereogram of folds and lineations in domain 5. Explanations as for Figure 10

Powyższe rozważania mają znaczenie tylko w przypadku ścisłego przypisania osiom π i pasom π głównych, mniej wyraźnych i najslabiej zaznaczonych na diagramach kumulatywnych foliacji konkretnych faz deformacji tektonicznych. Niestety, główna oś π może oznaczać zarówno makrofałd F_2 lub F_3 , jak i współosiowy (tautozonalny) makrofałd F_{2+3} . Osie π mniej wyraźne na diagramach kumulatywnych foliacji wskazywać mogą osie makrofałdów F_2 lub F_3 , a także osie makrofałdów młodszych, np. F_4 lub F_5 , zwłaszcza dla obszaru domen nr 1, 5, 6 i 7. Największe problemy interpretacyjne istnieją jednak dla osi π najslabiej zaznaczonych na diagramach kumulatywnych foliacji, którym najłatwiej i najprościej byłoby przypisać wpływy ostatnich, naj-

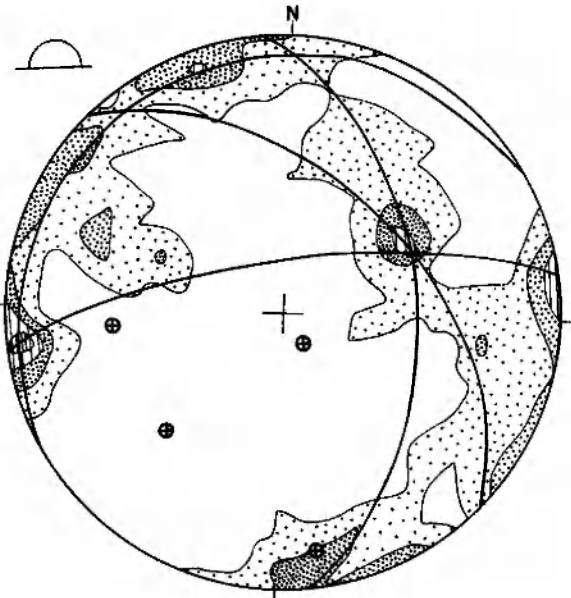


Fig. 19. Diagram kumulatywny penetratywnej foliacji dla domeny 6. Objaśnienia jak dla figury 9
Contoured stereogram of penetrative foliation in domain 6. Explanations as for Figure 9

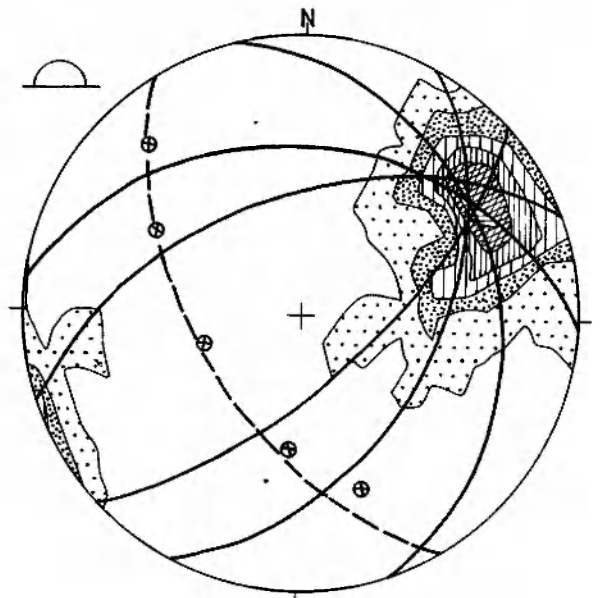


Fig. 21. Diagram kumulatywny penetratywnej foliacji dla domeny 7. Objaśnienia jak dla figury 9
Contoured stereogram of penetrative foliation in domain 7. Explanations as for Figure 9

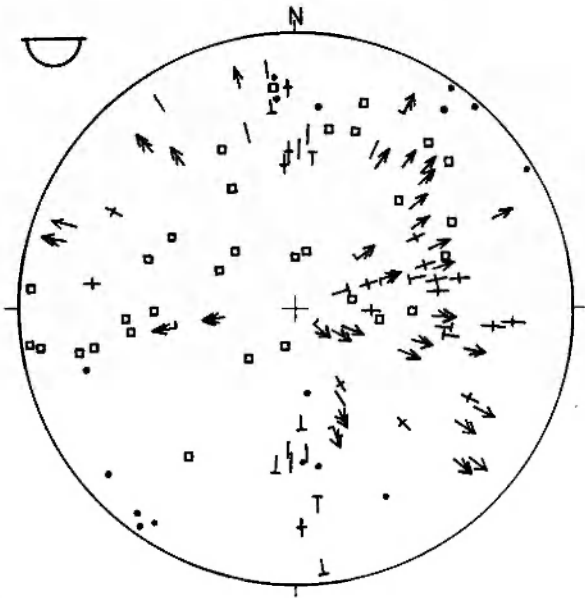


Fig. 20. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny 6. Objaśnienia jak dla figury 10
Stereogram of folds and lineations in domain 6. Explanations as for Figure 10

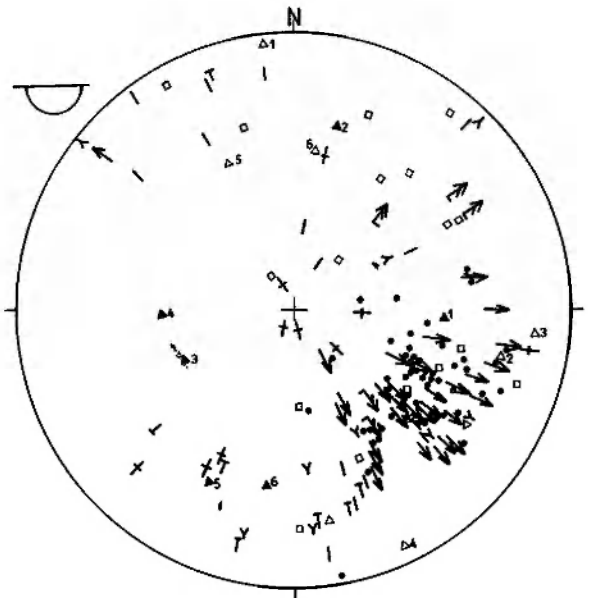


Fig. 22. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny 7. Objaśnienia jak dla figury 10
Stereogram of folds and lineations in domain 7. Explanations as for Figure 10

ślabej zaznaczonych w strukturach, faz deformacji D_4 i D_5 . Istnieje jeszcze inne wytłumaczenie danych otrzymanych z diagramów. Przedstawiono je w dalszej części pracy.

W formie diagramów kumulatywnych przedstawiono dla całego badanego obszaru orientację foliacji mylonitycznej (fig. 25), powierzchni mezouskoków (fig. 26) oraz powierzchni spekań

skalnych (fig. 27). Należy podkreślić fakt, że najczęściej spotykane orientacje foliacji mylonitycznej, jak i powierzchni mezouskoków pokrywają się dokładnie. Powierzchnie mezouskoków i foliacji mylonitycznej są najczęściej pionowe lub strome i w większości zapadają ku NE lub SW. Na podstawie orientacji rys ślizgowych (tab. 2) pra-

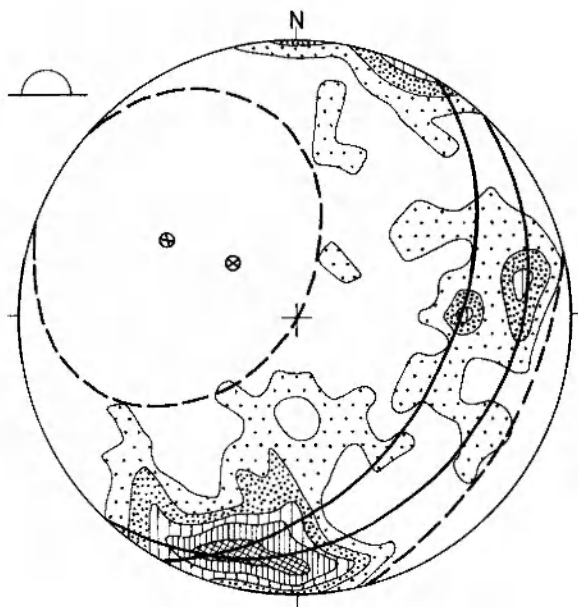


Fig. 23. Diagram kumulatywny penetratywnej foliacji dla domeny 8. Objaśnienia jak dla figury 9
Contoured stereogram of penetrative foliation in domain 8. Explanations as for Figure 9

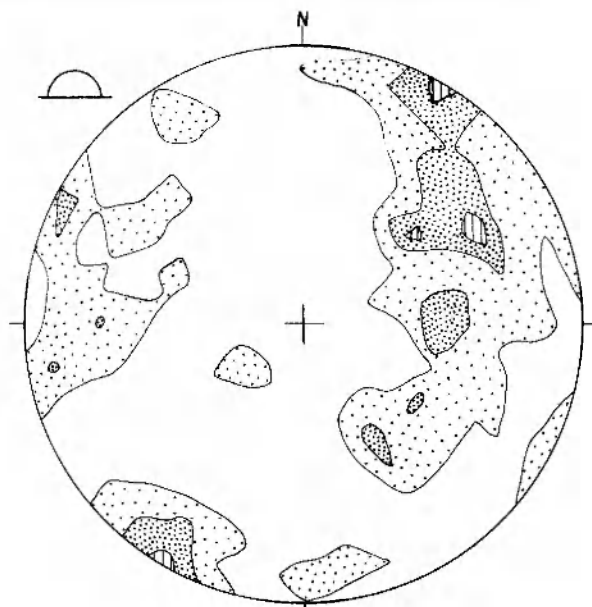


Fig. 25. Diagram kumulatywny foliacji mylonitycznej dla całego obszaru. Półkula górna. Liczba pomiarów – 99. Izolinie: 1–3–5‰. Maksima: 030/90° (6,0‰) i 060/60° (6,0‰)
Contoured diagram of mylonitic foliation for the whole area. Upper hemisphere. 99 measurements. Contours: 1–3–5‰. Maximum: 030/90° = N60W, 90N (6,0‰) and 060/60° = N30W, 60E (6,0‰)

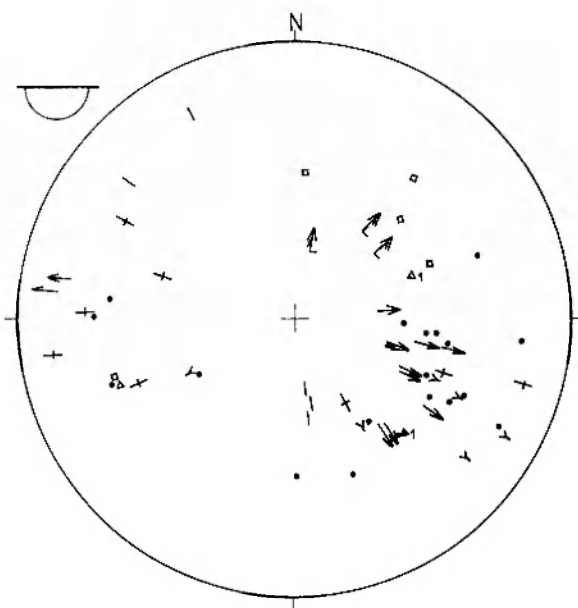


Fig. 24. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny 8. Objaśnienia jak dla figury 10
Stereogram of folds and lineations in domain 8. Explanations as for Figure 10

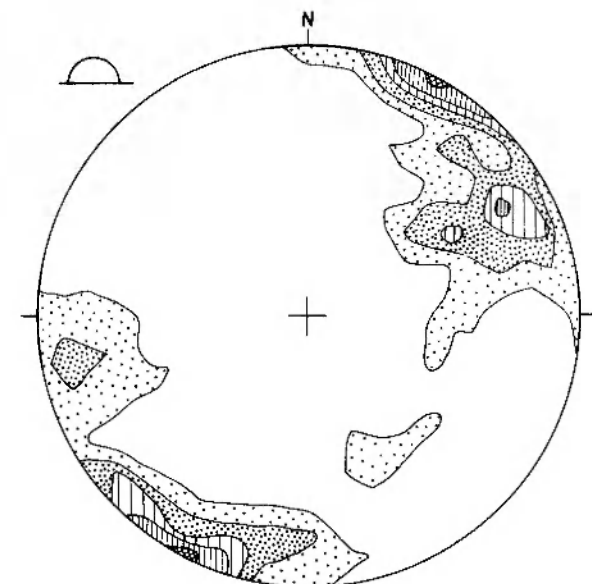


Fig. 26. Diagram kumulatywny powierzchni mezouskoków dla całego obszaru. Półkula górna. 150 pomiarów. Izolinie: 1–3–5–7–10‰. Maksima: 030/90° (10,0‰) i 060/70° (8,0‰)
Contoured stereogram of mesofaults for the whole area. Upper hemisphere. 150 measurements. Contours: 1–3–5–7–10‰. Maximum: 030/90° = N60W, 90N (10,0‰) and 060/70° = N30W, 70E (8,0‰)

wie wszystkie uskoki na badanym obszarze można zaliczyć do typu zrzutowo-przesuwczego. Spękania skalne są często zabliznione materiałem kwarcowo-skalieniowym lub żyłami kwarcu.

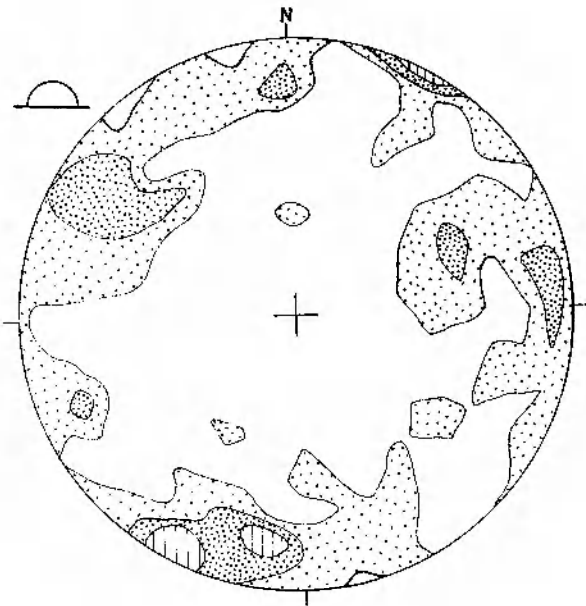


Fig. 27. Diagram kumulatywny powierzchni sękań dla całego obszaru. Półkula górna. 312 pomiarów. Izolinie: 1–2–3‰. Maksima: 210/80° (4,5‰)

Contoured stereogram of fractures for the whole area. Upper hemisphere. 312 measurements. Contours: 1–2–3‰. Maximum: 210/80° = N60W, 80S (4,5‰)

MAKROSOCZEWY SKAŁ ZASADOWYCH

Zagadnieniem nie podnoszonym dotychczas w analizach strukturalnych jednostki sowiogórskiej jest rola i znaczenie makrosoczew, makrobrył lub makrobudin, które zbudowane są głównie z amfibolitów, w ewolucji makrostrukturalnej metamorfik sowiogórskiego. Na badanym obszarze występują różnej wielkości i geometrii soczewy (budiny) amfibolitowe, które stanowią obok gnejsów i migmatytów główny składnik litologiczny wschodniej części jednostki sowiogórskiej (fig. 2, 3).

W znacznej części makrosoczewy amfibolitowe są prawdopodobnie rozczłonkowanymi tektonicznie i zmodyfikowanymi przez dalsze procesy tektonometamorficzne fragmentami łusek (płaszczowin), podsuwającej się obdukcynie od północy pod jednostką (płaszczowiną) sowiogórską staropaleozoicznej skorupy oceanicznej (Cyerman 1987a). „Umiejscowienie” tych makrosoczew amfibolitowych związane jest najprawdopodobniej z długo trwającą fazą deformacji D_2 (Cyerman 1987a). Od etapu deformacji D_2 i syntektonicznego metamorfizmu M_2 rozczłonkowane

fragmenty kompleksu ofiolitowego przeszły już dalszą ewolucję tektonometamorficzną wspólnie z gnejsami i migmatytami. Podobny pogląd wyraził Żelaźniewicz (1985), który stwierdził „wtłoczenie tektonicznych plastrów” wyciętych z granulitów wzdłuż stref ścinania podatnego przed- lub syntektonicznie z początkiem drugiej fazy deformacji D_2 .

Porozrywane tektonicznie fragmenty skorupy oceanicznej w formie łusek lub makrobudin już podczas fazy deformacji D_2 wpływały aktywnie na rozwój makrostruktur jednostki sowiogórskiej. Ich decydujący wpływ na ewolucję makrostruktur spowodowany był zasadniczymi różnicami w gęstości i lepkości między amfibolitami a otaczają-

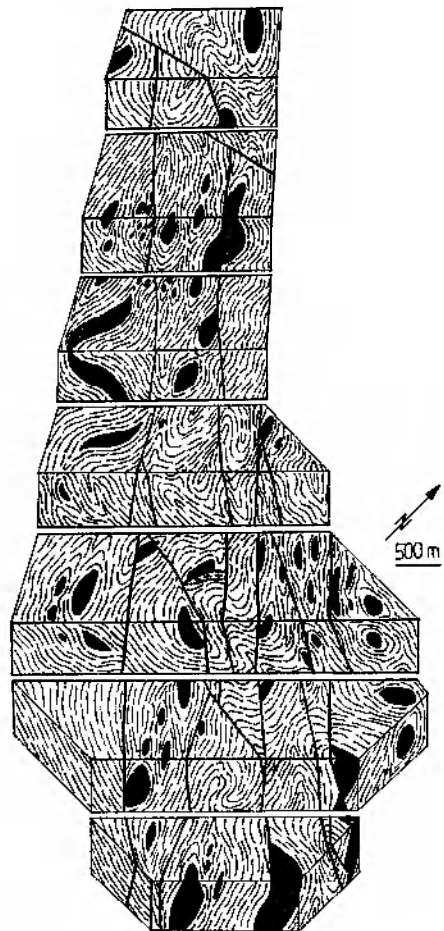


Fig. 28. Blokdiagram badanego obszaru z sześcioma przekrojami ilustrującymi styl morfologiczny, orientację i wpływ makrosoczew i (lub) makrobudin na budowę makrostrukturalną. Objasnienia: czarne soczewy – amfibolity; krzyżyki – monzodiority kwarcowe; kreski – gnejsy i migmatyty

Block diagram of the study area with six cross-sections illustrating the style, orientation and influence of map-scale amphibolite lenses and/or boudins on its structure. Explanations: black lenses – amphibolites; crosses – quartz monzodiorites; broken lines – gneisses and migmatites

cymi je gnejsami i migmatytami. Właściwości fizyczne skał ulegały także zmianom podczas kolejnych etapów regionalnego metamorfizmu. Początkowo ostrokrawędziste łuski lub makrokliny tektoniczne, zbudowane ze skał kompleksu ofiolitowego, były rozrywane na coraz mniejsze fragmenty (makrobudiny), przemieszczane wzdłuż stref ścinań w gnejsy sowiogórskie, wycieniane (szyjkowanie makrobudin), aż do ich dalszej segmentacji, rotowane i modyfikowane w formie podczas długotrwałej i skomplikowanej ewolucji tektonometamorficzej jednostki sowiogórskiej.

Wielkość, formy geometryczne i zagęszczenie makrosoczew amfibolitowych były różne w różnych częściach jednostki sowiogórskiej. Powstanie i dalsza ewolucja tych form strukturalnych wywarły duży wpływ na rozwój makrostruktur omawianego obszaru (fig. 28). Dane geofizyczne dla przedgórskiej części metamorfiku sowiogórskiego wskazują na płytkie (od 1 do 1,5 km od obecnej powierzchni terenu) występowanie pod jednostką sowiogórską skał zasadowych i ultrazasadowych (Znosko 1981).

INTERPRETACJA OBRAZU MAKROSTRUKTUR TEKTONICZNYCH

Kluczowe znaczenie w interpretacji budowli makrostrukturalnych ma orientacja głównej osi π , odpowiadającej osi głównego makrofałdu w danej domenie (tab. 1). Do zmiany kierunku nachylenia osi głównego makrofałdu od kierunku sudeckiego, to znaczy kierunku NW-SE, do orientacji prawie równoleżnikowej doszło w części środkowej analizowanego obszaru, to znaczy

na obszarze domen nr 3, 4, 6, a także częściowo w domenie nr 7 (fig. 29a). Zależność ta mogłaby być wytłumaczona przełażowaniem głównych makrofałdów F_2 lub F_3 , o osiach nachylających się ku SE, przez młodsze systemy makrofałdów, to znaczy fałdów F_4 lub F_5 , o osiach nachylających się ku NE. Niestety ani orientacja mezoskopowych fałdów F_4 i F_5 (tab. 2), ani też orientacja osi π najslabiej zaznaczonych na diagramach kumulatywnych foliacji, a tym bardziej osi π II-rzędnych (mniej wyraźnych) na diagramach kumulatywnych foliacji (tab. 1) nie pokrywa się w większości przypadków z zakładaną orientacją osi młodszych, nałożonych struktur fałdowych (W. Grocholski 1969; Oberc 1972). Dlatego konieczna jest inna próba wytłumaczenia zmiany przebiegu osi głównych makrofałdów w środkowej części analizowanego obszaru.

Interpretacja wyraźnej zmiany orientacji osi głównych makrofałdów jest przedstawiona schematycznie na figurze 29. W celu wyjaśnienia zmiany kierunku nachylenia osi głównych makrofałdów przyjęto, że początkowa orientacja osi makrofałdów F_2 była prawie równoleżnikowa, a następnie doszło do ich rotacji. Prawdopodobnie w wyniku zróżnicowanego i szybszego przemieszczania się pod wschodnią częścią jednostki sowiogórskiej łusek lub płaszczowin skorupy oceanicznej doszło do jednoczesnej reorientacji makrofałdów F_2 , które rozwijały się w nasuwającej się ku północy płaszczowinie sowiogórskiej (Cymerman 1987a). Kąt rotacji był różny w poszczególnych domenach strukturalnych i był związany ściśle z różnicą wartości wektorów przemieszczeń między zachodnim a wschodnim bokiem poszczególnych łusek skorupy oceanicznej. Zwrot rotacji

Tabela 1. Charakterystyka diagramów kumulatywnych penetratywnej foliacji dla poszczególnych domen

Summary of data from contoured stereograms of penetrative foliation for individual domains

Numer domeny Domain number	Liczba odśnieżeń Number of outcrops investigated	Liczba pomiarów Number of measurements	Maksimum foliacji Maximum of foliation		Osie makrofałdów – osie π Axes of macrofolds – π -axes		
			o/ %	orientacja orientation	główna main	mniej wyraźna less marked	najslabiej zaznaczona least marked
1	6	102	13,7	127/53 (N37E, 53E)	158/45	110/50	073/40
2	13	204	8,3	080/50 (N10W, 50E)	138/35	112/45; 163/24	047/46
3	9	112	10,7	118/30 (N28E, 30E)	108/30	135/31; 080/25	042/41
4	6	149	10,7	020/80 (N70W, 80N)	100/55	157/21	340/45
5	12	182	9,9	103/43 (N13E, 43E)	127/40	075/31	033/69
6	1	101	7,9	260/80 (N10W, 80W)	085/40	325/80	043/40; 350/15
7	3	136	5,9	060/40 (N30W, 40E)	117/40	338/36; 137/21	003/49; 077/60
8	3	73	11,0	055/60 (N35W, 60E)	128/44	130/65	
			11,0	195/75 (N75W, 75S)			

Tabela 2. Charakterystyka orientacji struktur fałdowych i liniowych dla poszczególnych domen
Orientation of folds and lineations in individual domains

Numer domeny Domain number	Kierunki i kąty nachylenia struktur; w przypadku dużej liczby pomiarów podano wartości skrajne Trend/plunge angles; in case of large amount of measurements extreme values are given					lineacje lineations					
	fałdy folds					lineacja mineralna mineral lineation	osie budin boudin axes	lineacja sylimanitowa sillimanite lineation	lineacja mylonityczna mylonitic lineation	lineacja rys ślizgowych slickenside lineation	lineacja rys ślizgowych z zadziarami slickenside lineation with tran- sverse steps
	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5						
1	120/35	050-215/30-55	085-175/25-50		095-135/50-60	060-200/10-60	095-165/40-55	120-150/35-80	225/30	025-060/10-20 210-230/25-60	240-170/00-70
2	030/35 030/40	070-170/05-60	050-130/10-50 (295/50)	350-045/ /10-35	325-085/10-60	070-165/00-55	020-195/10-70	125-165/30-50	335-055/00-75	230-040/20-85	
3	015/20 095/15	060-145/10-60	075-195/25-45		035-120/35-50	010-140/05-65	015-165/15-60	110-120/25-35	080-185/30-65	120-130/35-70	
4	110/35	050-150/15-70 (305/35)	295-150/05-85 (200/80) (260/70)	000/30	295-325/15-85	050-185/10-75 (275/15)	270-210/15-90	105-110/30-50	295-065/15-60	290-350/45-65 (005/35)	280-345/35-60 (105/30)
5	135/40	055-140/15-80 (265/20)	270-190/05-75 (260/70)	020/30	305-360/40-70 140-205/30-35	035-200/10-75 (305/05)	335-195/00-60		290-310/20-35 (045/05)	285-345/00-55	
6		030-130/15-75 (270/15) (345/15)	025-160/15-80 260-320/10-50	260/65 320/20 070/60 155/55		355-080/00-30 155-255/00-65	255-225/00-80		325-025/10-45 150-185/45-60	105-190/05-55	355-190/05-75
7		090-160/25-75 (310/10)	040-140/40-55		335-170/00-45	080-170/05-75	330-180/05-80	045-175/05-50 (310/05)	310-065/05-75	030-225/15-85	130-230/15-40 (340/10)
8	275/10	085-145/40-65 (280/15)	010-050/50-70		070/55 250/35	070-180/20-65 240-275/30-60	005-070/35-50 (250/30)	110-150/15-55 (240/55)	165-175/60-70	330-010/45-85	

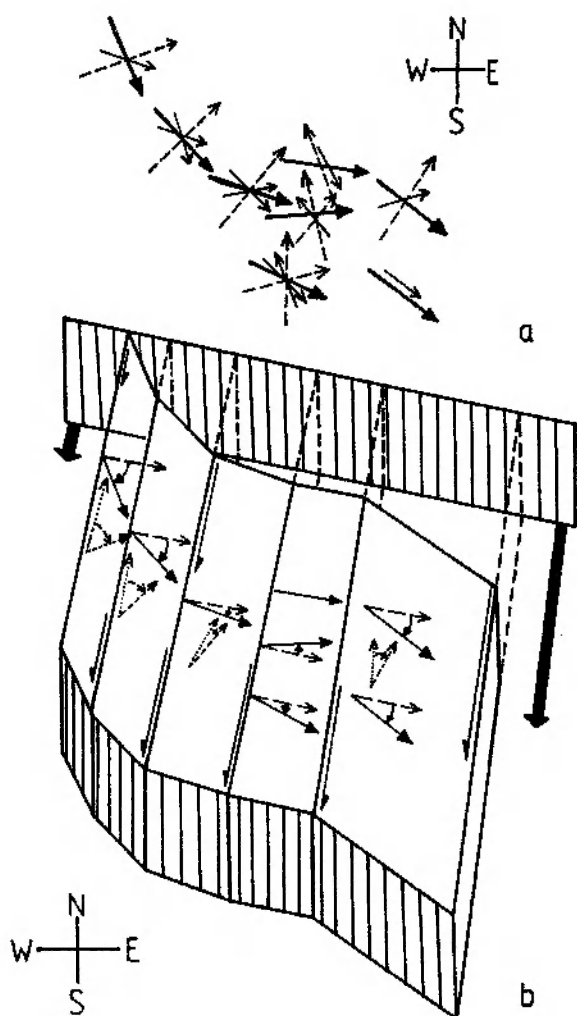


Fig. 29. Interpretacja obrazu strukturalnego badanego obszaru. *a* – kierunki nachylenia osi makrofałdów w 8 domenach. Objasnienia: grube, długie strzałki – osie główne; cienkie, krótkie strzałki – osie mniej wyraźne; strzałki z linią przerywaną – osie najslabiej zaznaczone na diagramach kumulatywnych; *b* – blokdiagram interpretacyjny figury 29a. Objasnienia w tekście

Interpretation of macrostructural pattern of the study area. *a* – trends of macrofolds axes in eight of the domains. Explanations: thick, long arrows – main axes; thin, short arrows – less distinct axes; broken arrows – least distinct axes from the stereograms; *b* – block diagram showing interpretation of Figure 29a. See the text for explanation

ROZWÓJ STRUKTURALNY JEDNOSTKI SOWIOGÓRSKIEJ

Pierwotny kompleks osadowy o miąższości kilku tysięcy metrów, zbudowany z fliszowatych serii piaszczysto-mułowcowych i szarogłazowych (W. Grocholski 1967; Kryza 1981; Gunia 1985), powstał najprawdopodobniej w ryfeju (Gunia 1981a, 1984, 1985). W czasie orogenezy kadomskiej, a może kaledońskiej(?) i synorogenicznego metamorfizmu progresywnego (M_1) w warunkach facji amfibolitowej, a nawet granulitowej (Polań-

tych łusek był prawoskrętny (dekstralny), jedynie w domenie nr 6 zwrot rotacji był lewoskrętny. Świadczą o tym między innymi orientacje mezostruktur tektonicznych w wyżejległych gnejsach. Domena numer 6, podobnie jak domeny nr 4 i 7, znajdowała się prawdopodobnie nad jedną, rozległą łuską ofiolitową. Dlatego też na obszarze domen nr 4, 6 i 7 nie doszło do zrotowania osi głównych makrofałdów (totalny kąt rotacji = 0°), chociaż w skali poszczególnych domen zaznaczyły się rotacje tych osi o kąt około 15° (lewoskrętny w domenie nr 6 i prawoskrętny w domenie nr 7). Charakterystyczna „esowata” orientacja kierunków nachylenia osi głównych makrofałdów spowodowana była dominującą prawoskrętną rotacją poszczególnych łusek kompleksu ofiolitowego, które przemieszczały się ku południowi z różną szybkością pod „krą” sowiogórską.

Dodatkowe poparcie dla przedstawionego powyżej modelu znajduje się także w obrazie orientacji przestrzennej osi makrofałdów najslabiej zaznaczonych w budowie strukturalnej omawianego obszaru (tab. 1; fig. 29). Jeżeli uwzględnimy odpowiednie wartości oraz zwroty kątów rotacji osi głównych makrofałdów, to otrzymana w ten sposób przedrotacyjna orientacja osi najslabiej zaznaczonych makrofałdów będzie zbliżona do kierunków prawie południowych (fig. 29). Dlatego można przyjąć, że zrekonstruowana, południkowa orientacja osi najslabiej zaznaczonych makrofałdów wskazuje na pierwotną orientację osi najstarszych makrofałdów F_1 . Dane te są zgodne z południkowymi orientacjami fałdów F_1 , które zostały rozpoznane przez W. Grocholskiego (1967, 1969, 1975).

Przedstawiona powyżej próba interpretacji budowy makrostrukturальной badanego obszaru w powiązaniu z ustaloną 5-etapową sekwencją deformacji oraz z uwzględnieniem roli łusek ofiolitowych (Cymerman 1987a) pozwala wypunktować zasadnicze rysy w ewolucji strukturalnej jednostki sowiogórskiej.

ski 1955; Kryza 1981), z osadów suprakrustalnych powstały paragnejsy ze sporadycznie notowanymi relikdami staurolitu i andalazytu (Morawski 1973). W formie reliktovej występuje również dysten, głównie w granulitach (Morawski 1973; Kryza 1981). Parageneza dysten-staurolit-granat jest charakterystyczna dla metamorfizmu kadomskiego (typu Dalradian) dla obszaru całego Masywu Czeskiego (Suk *et al.* 1984). Obecność

dystenu i almandynu wskazuje na warunki wysokich ciśnień i wysokich temperatur podczas metamorfizmu M_1 (Morawski 1973). W tym czasie w wyniku deformacji D_1 powstały reliktove mezo-fałdy F_1 , penetratywna foliacja S_1 , lineacja mineralna L_1 oraz prawdopodobne makrofałdy F_1 o pierwotnej orientacji osi zbliżonych do kierunku północ-południe.

Kolejne etapy deformacji i metamorfozy jednostki sowiogórskiej związane były z orogenezą waryscyjską lub kaledońsko-waryscyjską. Jednostka sowiogórska została odkłuta (złuszczone) od kadomidów Masywu Czeskiego w głębokim poziomie intersekcyjnym i przemieszczona tektonicznie w formie płaszczowiny ku północy na transportowane obdukcynie ku południowi łuski lub płaszczowiny, zbudowane ze skał kompleksu ofiolitowego Ślęzy (Cymerman 1987a). Zbliżanie się do siebie tych jednostek, a następnie nasuwanie się płaszczowiny sowiogórskiej na łuski lub imbrykacje kompleksu ofiolitowego, odbywało się prawdopodobnie na głębokościach rzędu kilkunastu kilometrów od powierzchni, rozpoczęło się w sylurze i trwało przez cały dewon.

Początkowo płaszczowina („kra”) sowiogórska przemieszczała się wzdłuż powierzchni odkłucia na podążających również ku północy, ale znacznie wolniej, innych jednostkach sudeckich, np. metamorfiku kamieniecko-niemczańskim. W tym czasie powstawały makrofałdy F_2 o osiach zorientowanych prawie prostopadle do kierunku transportu tektonicznego i przebiegających w kierunku wschód-zachód. Z chwilą jednak, gdy spągowa część odkłutej płaszczowiny sowiogórskiej nasunęła się na łuski, zbudowane z rozczłonkowanych ofiolitów, które przemieszczały się ku południowi, dalsza ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej stała się znacznie bardziej skomplikowana.

Pod wschodnią częścią płaszczowiny sowiogórskiej prawdopodobnie przemieszczały się szybciej łuski lub płaszczowiny ofiolitowe o znacznie większych miąższościach niż pod centralną lub zachodnią częścią jednostki sowiogórskiej. Różnicowany ruch przesuwczy między poszczególnymi łuskami ofiolitowymi spowodował różną rota-

cję osi makrofałdów F_2 w wyżejległej płaszczowinie sowiogórskiej.

W tym okresie rozpoczął się rozwój makrofałdów F_3 o osiach zorientowanych w kierunku NW-SE. Makrofałdy F_3 praktycznie nie wykazują objawów rotacji osi (fig. 29). Dlatego wydaje się prawdopodobne, że makrofałdy F_3 powstały w okresie stopniowego zanikania zróżnicowanych przemieszczeń w łuskach rozerwanego kompleksu ofiolitowego.

Nachylenia osi makrofałdów F_2 i F_3 w kierunku południowo-wschodnim zostały spowodowane znacznie szybszym pogrążaniem się wschodniej części jednostki sowiogórskiej niż części centralnej lub zachodniej tej jednostki. Proces ten spowodowany był wzrostem zarówno miąższości, jak i ciężaru tej szczególnej pod względem tektonicznym partii marginalnej Masywu Czeskiego.

Budowa makrostrukturalna badanego obszaru jest wynikiem długotrwałego, od syluru po dewon górny, ciągłego procesu tektonicznego (w skali regionalnej), który obejmował kolejne etapy deformacji D_2 i D_3 oraz syntektoniczny metamorfizm regionalny w facji amfibolitowej. Suk *et al.* (1984) uważają paragenezę mineralną kordieryt-syllimanit za charakterystyczną dla metamorfizmu waryscyjskiego w obrębie Masywu Czeskiego. Kordieryt i sillimanit występuje również w gnejsach i migmatytach sowiogórskich (Morawski 1973; August, Kryza 1979; Kryza 1981; Żelaźniewicz 1983, 1984).

W wyniku pogrążania się jednostki sowiogórskiej w czasie fazy deformacji D_3 doszło w niej do nasilenia procesów termicznych, magmowych i metamorficznych. Prawdopodobnie w tym okresie rozwinęła się część granitoidów niemczańskich, być może najstarsza część granitoidów strzegomskich, oraz doszło do dalszej migmatytyzacji jednostki sowiogórskiej. Od etapu deformacji D_3 rozpoczyna się wynoszenie jednostki sowiogórskiej razem z niżejleżącymi łuskami ofiolitowymi. Proces wynoszenia tych jednostek mógł być spowodowany rozwojem diapirów płaszcza (Cymerman 1987a) i (lub) intensyfikacją procesów kopułotwórczych (Michniewicz 1981).

WNIOSKI

1. W okolicach Piławy Górnej i Dolnej stwierdzono 5-etapową sekwencję deformacji tektonicznych, od D_1 do D_5 , na podstawie stylu, orientacji i superpozycji pięciu generacji mezoskopowych struktur tektonicznych.

2. Podobny styl morfologiczny i zbliżone orientacje osi mezofałdów F_2 i F_3 wskazują, że fazy deformacji D_2 i D_3 charakteryzowały się podobną orientacją przestrzenną regionalnej elipsoidy naprężenia.

3. Po raz pierwszy stwierdzono w jednostce sowiogórskiej, że w czasie fazy deformacji D_2 doszło do intensywnego rozwoju struktur budinażowych, które uległy modyfikacjom podczas fazy D_3 . Struktury budinażowe, szczególnie makrobudiny, wywarły istotny wpływ na budowę makrostrukturalną analizowanego obszaru.

4. Liczne, ale o niewielkich miąższościach, strefy ścinań podatnych (strefy mylonityczne lub rzadziej blastomylonityczne) zorientowane są najczęściej w kierunkach południkowych (fig. 25). Znacznie liczniejsze od stref mylonitycznych są strefy ścinań kruchych z tektoglifyami (fig. 26).

5. Analiza diagramów kumulatywnych foliacji, wykonana dla 8 domen strukturalnych, wskazuje na możliwość istnienia makrofałdów F_1 , które w czasie fazy deformacji D_1 charakteryzowały się prawie południkową orientacją osi i ich nachyleniem ku północy.

6. Makrostruktury fałdowe F_2 o początkowych orientacjach osi zbliżonych do kierunku W-E, w czasie dalszej ewolucji strukturalnej, głównie podczas fazy D_3 , zostały zrotowane prawoskrętnie do kierunku NW-SE.

7. Rotacja makrofałdów F_2 spowodowana była różnicowanym przemieszczaniem pod jednost-

ką sowiogórską zespołu łusek lub imbrykacji, zbudowanych ze złuszczonych obdukcijnie i rozczłonkowanych fragmentów staropaleozoicznej skorupy oceanicznej (ofiolitu Ślęży).

8. Makrostruktury fałdowe F_3 o osiach zorientowanych w kierunku NW-SE powstały w okresie zanikania zróżnicowanych przemieszczeń w niżejleżących łuskach ofiolitowych.

9. Nachylenie osi makrofałdów F_2 i F_3 oraz zdecydowanej większości mezofałdów F_2 i F_3 spowodowane było szybszym i głębszym pogrążeniem się wschodniej i południowo-wschodniej części jednostki sowiogórskiej.

10. Budowa makrostrukturalna w okolicach Piławy Górnej i Dolnej jest wynikiem długotrwałego i ciągłego w skali regionalnej procesu tektonometamorficznego, który obejmował etapy deformacji D_2 i D_3 oraz progresywny metamorfizm regionalny M_2 i M_3 .

11. Główne deformacje, tj. fazy deformacji D_2 i D_3 , były ściśle związane z obdukcją skorupy oceanicznej, jej rozczłonkowywania i przemieszczania prawdopodobnie w czasie faz starowaryscyjskich lub kaledońsko-waryscyjskich.

Panu Profesorowi dr. hab. Marianowi Dumiczowi dziękuję za wnikliwe przeczytanie maszynopisu i cenne uwagi.

LITERATURA

- AUGUST C., KRYZA R., 1979: Syllimanit w gnejsach i migmatytach bloku sowiogórskiego. Syllimanite in gneisses and migmatites of the Sowie Góry block (Sudetes). *Geol. Sudetica*, 14/2, s. 142-152.
- BEDERKE E., 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Forsch. Geol. Paläont.*, 7/23, s. 429-524.
- 1931: Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. *Centralbl. Miner. Geol. etc. B*, s. 394-408.
- 1934: Sudetenrand und Eulengneisproblem; Von deutschen Osten. *Veröff. Schles. Ges. Erdk. E. V.*, 21, s. 351-366.
- BREEMEN O. van, BOWES D.R., AFTALION M., ŻELAZNIEWICZ A., 1988: Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, Southwestern Poland: evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58, s. 5-21.
- CLOOS H., 1922: *Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze*. Berlin, s. 1-107.
- CWOJDZIŃSKI S., 1977: Główne etapy ewolucji tektogenu waryscyjskiego Polski w interpretacji tektoniki płyt. Main stages in evolution of Polish variscan tectogen in the light of plate tectonics. *Prz. Geol.*, 21/11, s. 579-583.
- CYMERMAN Z., 1984: Klasyfikacja morfologiczna, terminologia i geneza foliacji. Morphological classification, terminology and origin of foliations. *Kwart. Geol.*, 28, 3/4, s. 457-490.
- 1987a: Związek ofiolitu Ślęży z waryscyjską strukturą metamorfiku sowiogórskiego. Connection of the Ślęża ophiolite with the Variscan structure of the Sowie metamorphic rocks. *Prz. Geol.*, 35/6, s. 304-312.
- 1987b: Próba określenia wieku głównych faz deformacji w metamorfiku sowiogórskim. Trial of definition of the main phases deformation ages in the Sowie Góry metamorphic rocks. *Prz. Geol.*, 35/10, w druku.
- CYMERMAN Z., WALCZAK-AUGUSTYŃIAK M., 1986: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, arkusz Dzierżoniów (z objaśnieniami)*. Arch. Państ. Inst. Geol., Warszawa, s. 1-125.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H., 1980: K-Ar ages of the Owl Mts gneiss raft. *Acta Geol. Pol.*, 30/4, s. 501-517.
- DZIEDZICOWA H., 1979: Deformacje i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich. Deformation and metamorphism in the region east of the Sowie Góry gneissic massif. *Materiały Konferencji Terenowej*, s. 53-61.
- GŁOWACKI Z., 1984: Styl i sekwencja mezostruktur pochodzenia tektonicznego w masywie górskim Wielkiej Sowy (Góry Sowie, Sudety). The style and sequence of tectonic mesostructures in Wielka Sowa massif (Sowie Mts., Sudetes). *Acta Univ. Wratisl.*, 529. *Pr. Geol.-Min.*, 9, s. 37-65.
- GROCHOLSKI A., 1986: Proterozoic and Palaeozoic of Southwestern Poland in a Light of New Data. *Biul. Inst. Geol.*, 355, *Geol. of Poland* 7, s. 7-29.
- 1987: Fragments of oceanic crust in the Variscan basement of south-western Poland. *Prz. Geol.*, 35/5, s. 244-247.
- GROCHOLSKI W., 1964: Drobne struktury masywu Wielkiej Sowy. Minor structures of the Wielka Sowa Massif

- (Sowie Góry Mts). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34, s. 509–530.
- 1967: Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. *Geol. Sudetica*, 3, s. 181–234.
 - 1969: Mezostruktury obszaru gnejsów sowiogórskich na Przedgórzu Sudeckim. Mesosstructures of the Sowie Góry gneisses in the Foreland of the Sudetes Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 39/4, s. 651–674.
 - 1975: Zagadnienia petrologiczne i tektoniczne gnejsów sowiogórskich. *Przew. 47 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, s. 109–115.
- GUNIA T., 1981a: The first discovery of Precambrian microflora in paragneisses of the Sowie Góry Mts., Sudetes. *Bull. Acad. Sci. Polon.*, 29/2, s. 39–47.
- 1981b: Mikroflora z paragnejsów Gór Sowich (Sudety). Microflora from paragneisses of Sowie Góry Mts, Sudetes. *Geol. Sudetica* 16/2, s. 7–21.
 - 1984: Mikroflora z drobnoziarnistych paragnejsów okolic Jugowic (Góry Sowie – Sudety). Microflora from fine-grained paragneisses of Jugowice vicinity (Sowie Mts, Sudetes). *Geol. Sudetica*, 17/1, s. 7–17.
 - 1985: Pozycja geologiczna bloku sowiogórskiego i jego wpływ na paleogeografię paleozoiku Sudetów Środkowych. Geological position of the Sowie Góry block and its influence on the paleogeography of the Paleozoic of Central Sudetes. *Geol. Sudetica*, 20/2, s. 83–116.
- HUDESTON P.J., 1973: Fold morphology and some geological implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16/1, s. 1–46.
- KOSSMAT F., 1925: Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirgen Sachsen und der Sudetenländer. *Centralbl. Miner. B.*, s. 348–358.
- KRYZA R., 1981: Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. The migmatitisation of the gneisses of the Sowie Góry Mts. *Geol. Sudetica*, 16/1, s. 7–100.
- JAMROZIK L., 1980: Główne kierunki strukturalne bloku sowiogórskiego. Main structural directions of the Góry Sowie Block (Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50/2, s. 247–262.
- LLOYD G.E., FERGUSON C.C., 1981: Boudinage structure: some new interpretations based on elastic-plastic finite element simulations. *J. Struct. Geol.*, 3/2, s. 117–128.
- MICHNIEWICZ M., 1981: Próba interpretacji wczesnych etapów tektogenezy Sudetów w nawiązaniu do teorii diapiryzmu wgłębnego oraz koncepcji głębokich rozłamów. Early stages of the tectogenesis of Sudetes Mts as interpreted in the light of deep-diapirism theory and the concept of deep fractures. *Geol. Sudetica*, 16/2, s. 75–141.
- MIERZEJEWSKI M., 1981: Hypothetical rotative pattern of the Sudetes Mts. as a result of an orogenic wave shift and thermal plume action. *Bull. Acad. Sci. Polon.*, 29, 4.
- MORAWSKI T., 1973: The Sowie Góry area and its petrological problems. *Revue des problemes géologiques en Basse Silésie. Guide XV Session AZOPRO*, s. 44–57.
- OBERC J., 1957: Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. *Acta Geol. Polon.*, 7/1, s. 1–27.
- 1960: Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudetes. *Pr. Inst. Geol.*, 30/2, s. 309–354.
 - 1966a: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of the geosyncline theory. *Pr. Inst. Geol.*, 47, s. 1–92.
 - 1966b: *Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku. Z geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław.
 - 1968: Granica między strukturą zachodnio- i wschodnio-sudecką. Boundary between the Western-Sudetic structure and the Eastern-Sudetic structure. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 2–3.
 - 1972: *Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe*, s. 307, Wyd. Geol., Warszawa.
- POLAŃSKI A., 1955: Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich. *Arch. Miner.*, 18/2, s. 211–284.
- RAMBERG H., 1955: Natural and experimental boudinage and pinch and swell structures. *J. Geol.*, 63, s. 512–526.
- RAMSAY J.G., 1967: *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw Hill, New York, s. 568.
- SUK M. et al., 1984: *Geological History of the Territory of the Czech Socialist Republic*. Prague, s. 400.
- SUESS F., 1926: *Intrusionstektonik und Wandertektonik im varistischen Grundgebirge*. Berlin, s. 268.
- 1935: Der Lugische Bau in seinen Verhältnis zur varistischen Orogenese. *Mitt. Geol. Ges.*, 28.
- TEISSEYRE H., 1956: Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. The Sudetes Caledonides and their variscan reconstruction. *Prz. Geol.*, 6/3.
- 1964: Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 14, 4.
 - 1975: Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych w metamorfiku Sudetów, *Przew. 47 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, s. 21–47.
 - 1980: Precambrian in South-Western Poland. *Geol. Sudetica*, 15/1, s. 7–42.
- ZNOSKO J., 1981: The problem of the oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. *Bull. Acad. Sci. Polon.*, 29/3, s. 185–197.
- ŻELAŃNIEWICZ A., 1979: Preliminary notes on structural features of the gneissic complex in the central part of the Sowie Góry, Sudetes. *Bull. Acad. Sci. Polon.*, 26, 3–4, s. 191–201.
- 1983: On the position of cordierite in rocks of the Sowie Góry Mts (Sudetes, SW Poland). *Bull. Pol. Acad. Sci.*, 31, 1–4, s. 65–74.
 - 1984: Uwagi o genezie syllimanitu z Gór Sowich. Remarks on the origin of sillimanite from the Góry Sowie, Sudetes, SW Poland. *Geol. Sudetica*, 19/1, s. 101–119.
 - 1985: Granulitic inliers amidst a gneissic/migmatitic complex of the Owl Mts, Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 35, 1–2.

STRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE GÓRY SOWIE METAMORPHIC TERRAIN IN THE VICINITY OF PIŁAWA GÓRNA, THE SUDETES

Zbigniew CYMERMAN

Geological Institute, Lower Silesia Branch,
Al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław, Poland

Summary

ABSTRACT Five successive deformational events (D_1 to D_5) took place during the structural evolution of the Góry Sowie metamorphic terrain. A structural analysis revealed that axes of macroscopic F_2 folds, originally trending almost E-W, had undergone dextral rotation to the NW-SE direction. The progressive rotation of F_2 fold axes occurred during the D_2 and D_3 deformation events. This rotation presumably resulted from differential displacements of several thrust sheets (flakes) composed of obducted fragments of Early Paleozoic oceanic crust (Ślęza ophiolite). This displacements took place beneath the major Góry Sowie

nappe. The F_3 macroscopic fold structures, oriented NW-SE, developed at the time when the differential displacements of the underlying ophiolite sheets were coming to an end. Most probably the macroscopic structures of the study area is the result of long-living and macroscopically continuous tectonic process including the D_1 and D_3 deformation events distinguished in the mesoscopic scale. This process, together with the associated amphibolite facies regional metamorphism, must have been linked to the Variscan either Caledono-Variscan orogenic cycle.

INTRODUCTION

The paper presents a structural evolution of a fragment (approx. 20 km²) of the Góry Sowie metamorphic terrain (Fig. 1). The Sowie Góry unit is composed there of many varieties of paragneisses and migmatites as well as of mafic rocks, mostly amphibolites (Figs 2 and 3).

The recent paleontological investigations of Gunia (1981a,b, 1984) revealed that a considerable part of the paragneisses had formed out of Ryphean sediments (Late Ryphean?). Of particular importance for the understanding of an evolution of the Góry Sowie unit is the paper of Żelaźniewicz (1985), and especially the recognition by this author that the granulite bodies within the gneisses had been tectonically incorporated into the gneisses as thrust slices that formed due to pre- or syntectonic ductile shearing within the lower crust

which occurred in the beginning of the D_2 deformation event. Radiometric timing of paragneisses and migmatites by means of Rb-Sr and U-Pb methods revealed their age to be of 380 ± 10 mln y. (van Breemen *et al.* 1988). Recently Cymerman (1987a) proposed a new model of the Góry Sowie unit evolution. According to this model the structural development of this unit must have been associated with the formation of obduction-related ophiolitic flakes (Ślęza ophiolite?) transported from the north, while the Góry Sowie unit itself constitutes a kind of extensive thrust sheet detached from the Cadomian complexes of the Bohemian Massif and thrust to the north over the ophiolitic flakes during the Variscan orogeny (Cymerman 1987a).

STYLE AND SEQUENCE OF MESOSCOPIC TECTONIC STRUCTURES

Mesoscopic field data evidence the existence of five deformation events (D_1 to D_5). During the first D_1 event a penetrative foliation S_1 , with an associated mineral lineation L_1 and folds F_1 developed. The regional S_1 foliation of lamination schistosity type is a polygenic planar structure formed through transposition of S_0 (bedding?) anisotropy planes in conditions of a regional M_1 metamorphism. The development of younger foliations, S_2 and S_3 , only mimetically strengthened the older S_1 foliation. This resulted in the present-day difficulties in distinguishing between morphologically and mineralogically similar foliations, differing in their age, however. The regional S_1 foliation is defined by synkinematic, preferred growth of oligoclase and quartz and particularly biotite (Pl. X, 1). Rarely preserved F_1 mesofolds show isoclinal or tight, strongly flattened shapes and correspond to classes 5B to 5E of Hudleston's (1973) classification (Fig. 4; Pls. I, 1 and II, 1).

During the next, main deformation event (D_2) the S_1

foliation was intensely folded — F_2 folds (Fig. 5; Pls. I, 1, 2; II, 2; III, 1, 2; V, 1). The thickened hinge zones and noncylindricity of F_2 folds, sometimes resembling the sheath folds, and development of L_2 boudinage with maximum elongation axes parallel to the general extension axis indicate to the component of shearing in the D_2 deformation phase. Most effects of the ductile shearing were however obliterated by synchronous or somewhat later mineral growth during the M_2 stage of amphibolite facies regional metamorphism. The D_2 deformation phase produced, too, numerous L_2 boudinage structures (Fig. 7; Pls. VI, 1, 2; VII, 1, 2).

The third deformation event (D_3) led to an intense development of F_3 folds, which like the F_2 folds display variable morphology and size (Pls. I, 3; II, 2, 3; III, 2; IV, 1, 2; V, 1, 2). The D_2 and D_3 deformation stages included the peak of regional metamorphism (M_2+M_3). It is often difficult to distinguish the F_2 and F_3 folds because both these fold

systems and the associated linear structures (e.g. boudinages) are of the same style and orientation (Pls. II, 2; III, 2; VI, 1; IX, 3). Both systems of folds can be easily distinguished only in cases of clear superposition of the F_3 upon the F_2 structures (Fig. 6; Pls. II, 3; VIII, 2). The D_3 deformation stage resulted in local formation of shear zones (Fig. 8). Narrow ductile shear zones developed as anastomosing (reticular) bands may also be termed almond structures (Pls. VIII, 1, 2, 3; IX, 1; X, 2). During the D_3 deformation stage new L_3 boudins formed while the L_2 boudins were modified and reorientated (Fig. 7; Pls. V, 2; X, 2, 3).

MACROSCOPIC TECTONIC STRUCTURES

The investigated area has been divided into eight domains (Fig. 1). Each of them is characterized here by a separate contoured foliation plot (Figs. 9, 11, 13, 15, 17, 21, 23) and plot of lineations and fold axes (Figs. 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24). Additionally a synopsis of foliation attitude data has been presented in Table 1 and that of lineations and fold axes in Table 2.

The main axial directions defined by π -axes of foliation distribution girdles plunge at medium angles toward the southeast (Figs. 9, 11, 17, 21, 23; Table 1). In domains 3, 4 and 6, however, it is the east-west direction of axes of the main macroscopic folds that dominate in the structure (Figs. 13, 15, 19; 29a; Table 1).

The π -axes of main macrofolds generally parallel the axes of F_2 and F_3 mesoscopic folds (Figs. 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24; Table 2). It follows from these data that the main macrofolds (Fig. 28) formed during the successive D_2 and D_3 deformation phases, in conditions of generally constant orientation of the regional stress ellipsoid. The σ_1 principal stress axis must have been oriented NNE-SSW during the D_2 and D_3 deformation stages.

The spatial orientation of mylonitic foliations (Fig. 25) and of mesofaults (Fig. 26) and of joints (Fig. 27) is presented

The D_4 and D_5 deformation phases took place in retrogressive conditions and were associated with chloritization of biotite, pinitization of cordierite and growth of muscovite (Kryza 1981). The F_4 folds of open or kink-bands geometry locally occur as conjugate structures. Open and gentle F_5 folds and flexural bends formed during the last recognized D_5 deformation stage. During this stage there developed numerous faults whose slip surfaces show prominent slickenside lineation (Pl. IX, 1, 2).

in the form of contoured plots for the whole study area.

In order to explain the variability of macrofold axes trends (Table 1; Fig. 29a) the following interpretative scheme has been adopted (Fig. 29b): originally the F_2 axes ran almost west-east, but subsequently were rotated. The angle of rotation was different in different domains (Fig. 29b).

It is due to differential displacements (faster below the east part of the Góry Sowie nappe) of ophiolite thrust sheets (flakes) being transported to the south during the D_2 and D_3 deformation stages that the F_2 folds were reoriented. The rotation angle in individual domains depended on the difference of transport velocity vectors on the eastern and western edges respectively, of the ophiolite slices. The rotation was dextral (except for domain 6 where the effects of a sinistral rotation have been found). Domain 6, similarly to domains 4 and 7, must have been located above a single ophiolite slice (thrust sheet) which, of course, did not reveal any difference in the velocity of displacement between its eastern and western sides. Therefore no rotation of the F_2 macrofolds occurred there in the overlying Góry Sowie unit (domains 6, 4 and 7), although at a scale of individual domains some dextral or sinistral rotations took place within the range of approximate 15° .

STRUCTURAL DEVELOPMENT OF GÓRY SOWIE UNIT

The original sedimentary succession, a few kilometres thick, composed of flysch-like sandstone/mudstone/greywacke complexes was deposited during the Ryphean times (Gunia 1981a, 1984, 1985). During the Cadomian cycle (D_1 deformation phase) or perhaps Caledonian one (?), due to syntectonic progressive amphibolite or even granulite facies (Kryza 1981) metamorphism, the paragneisses with relics of staurolite and andalusite must have formed.

The successive deformation and metamorphism stages of the Góry Sowie unit were associated with the Variscan or Caledono-Variscan orogeny. The Góry Sowie unit must have been detached at depth of some ten to twenty kilometres from the Cadomian complexes of the Bohemian Massif and transported to the north over the southward-thrust ophiolite flakes

(thrust sheets) of the northern part of the Bohemian Massif (Lugicum). These processes must have begun in the Silurian times and proceeded during the whole Devonian.

The F_3 macrofolds of NW-SE axes formed when the displacements of the ophiolite flakes (thrust sheets) in the substratum of the Góry Sowie gneisses were coming to an end. The inclination of F_2 and F_3 macrofold axes, on the average angle not exceeding 20° , seems to have been the result of a more rapid subsidence of the east part of the Góry Sowie unit with respect to its west part. An additional factor affecting the orientation of F_2 and F_3 folds was the growth and emplacement of granitic domes of the Strzegom massif (NW from the Góry Sowie unit).

CONCLUSIONS

1. Five deformational events (D_1 to D_5) have been distinguished on the basis of five generations of mesoscopic tectonic structures found in the field.

2. Similarity in style and orientation of the F_2 and F_3 mesoscopic folds seems to evidence the constant attitude of the regional stress ellipsoid during the D_2 and D_3 deformation stages.

3. Intense development of boudinage took place during the D_2 stage. The boudins were subsequently modified in the D_3 deformation stage. The macroboudins significantly affected the structural patterns of the Góry Sowie unit.

4. During the D_3 deformation stage, numerous narrow ductile shear zones (mylonitic zones) developed oriented mostly in meridional direction. In the subsequent deformation

phases, D_4 and D_5 , still more numerous brittle shear zones (mesoscopic faults with slickenside striations) were produced.

5. The contoured diagrams of foliation revealed "traces" of F_1 relic macrofolds, with N-S axial directions and plunging to the north.

6. The F_2 macrofolds with primary axial orientation close to W-E were next rotated into the NW-SE direction.

7. The rotation of F_2 macrofolds was due to inhomogeneous displacements of slices and thrust sheets (obduction flakes) containing the Early Paleozoic oceanic crust fragments (Śląza ophiolite?).

8. The F_3 macrofolds with axes of NW-SE orientation were formed during the declining phase of ophiolite sheets' displacements below the Góry Sowie nappe.

9. The inclination of F_2 and F_3 fold axes towards the SE was caused by more rapid subsidence of the east and south-east fragments of the Góry Sowie nappe.

10. The structure of the study area is a result of long-lasting and continuous (on a regional scale of observation) tectonic process including D_2 and D_2 deformation events.

11. The main deformation stages in the Góry Sowie unit (D_2 and D_3) were strictly connected with the obduction of the oceanic crust during the Variscan or Caledono-Variscan tectogenesis.

Acknowledgments. I am most grateful to Prof. M. Dumicz for his many useful comments and stimulating discussions.

Translated by Pawel Aleksandrowski

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I – PLATE I

1. Strefa przegubowa niecylicylniczno-fałdu F_2 o osi $100/45^\circ$. W bardziej stromym skrzydle (NE) występują drobne fałdy ($F_1?$) o wycienionych skrzydłach i pogrubionych przegubach, których powierzchnia osiowa jest równoległa do penetratywnej foliacji w skrzydle NE fałdu F_2 (orientacja powierzchni osiowej S_1 (?) – $045/70^\circ$). Domena 7

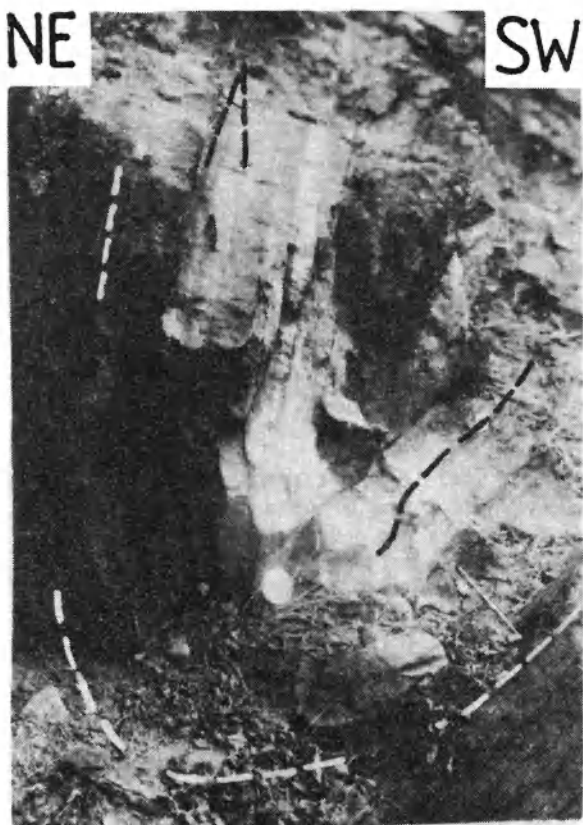
Hinge zone of noncylindrical F_2 fold with axis oriented $100/45^\circ$. In steeper limb (NE) there occur small ($F_1?$) folds with attenuated limbs and thickened hinges. The axial planes of these small folds are parallel to penetrative foliation in NE limb of large F_2 fold (axial plane attitude: S_1 (?) = $045/70^\circ$ = N45W, 70E). Domain 7

2. Ten sam duży fałd F_2 . Zdjęcie zrobiono z innego miejsca w celu podkreślenia niecylicylniczności tej struktury fałdowej. Powstanie niecylicylniczności fałdu F_2 typu futerałowego było związane z podatnymi strefami ścinań

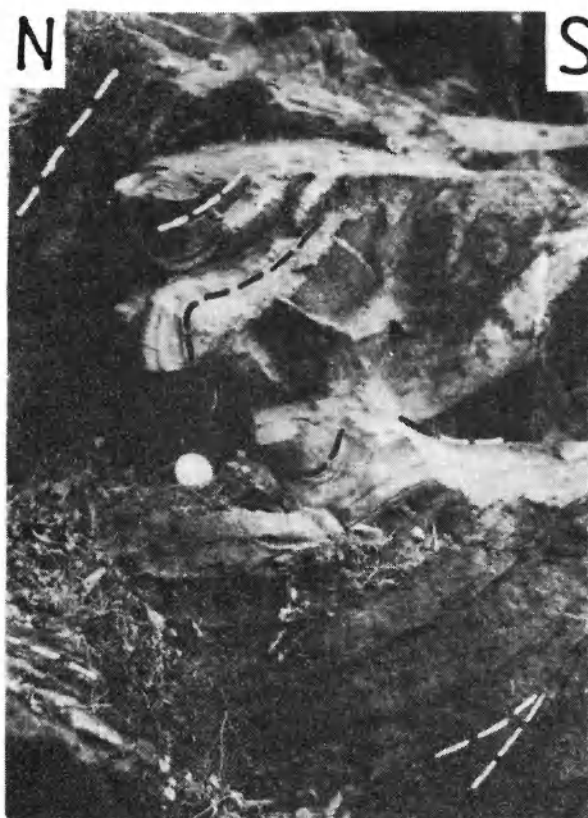
The same F_2 fold. The photograph was made from another place in order to show the noncylindricity of this fold. The sheath F_2 fold development was associated with ductile shear zones

3. Fałdy ptygmatytowe F_3 w migmatytach fałdowych. Obok form poliklinalnych, konwolutnych i dysharmonicznych występują także fałdy wąskopromienne, kątowe, czasami fałdki ciągnięte (prawa, górna część zdjęcia). Domena 5

Ptygmatic F_3 folds preserved in folded migmatites (phlebitic). In vicinity of polyclinal, convolute and disharmonic forms of F_3 folds there occur also tight, angular and sometimes drag folds (upper right part of the photo). Domain 5



1



2



3

Zbigniew CYMERMAN – Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Pilawy Górnej, Sudety
 Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Pilawa Górna, the
 Sudetes

PLANSZA II – PLATE II

1. Reliktowe fałdy F_1 o wytartych skrzydłach i wyraźnie pogrubionych przegubach. Osie fałdów F_1 zorientowane są w przedziale $070-080/20-25^\circ$. Powierzchnie osiowe S_1 fałdów F_1 ułożone są równoległe do penetratywnej foliacji S_1 . Fałdy F_1 występują w budinie (soczewie) masywnych gnejsów, która jest „opływana” przez foliację S_1 . Domena 2

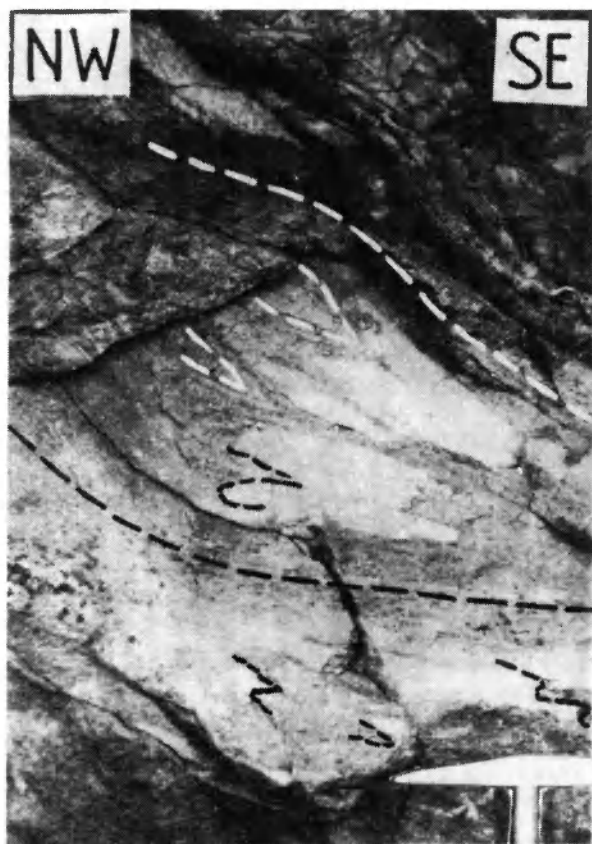
Relics of F_1 folds with attenuated limbs and distinctly thickened hinges. Axes of F_1 folds are oriented $070-080/20-25^\circ$. Axial planes of F_1 folds parallel penetrative S_1 foliation. Tight F_1 folds occur in a boundin (lens) of massive gneiss (“leptite gneiss”) wrapped by S_1 foliation. Domain 2

2. Fałdy F_2 o zmieniającej się morfologii. Ostry, kątowy przegub fałdu F_2 staje się coraz bardziej owalny i koncentryczny w formie. Zjawisko to można wytłumaczyć dwojako: (i) powstaniem różnych form morfologicznych fałdu w takim samym materiale skalnym podczas jednej fazy deformacji; (ii) współosiowym nałożeniem się dwóch generacji fałdów (F_2 i F_3). Orientacja osi fałdu kąтового – $075/25^\circ$, owalnego – $055/20^\circ$. Powierzchnia osiowa jest wspólna dla fałdu kąтового i fałdu owalnego i jest zorientowana – $065/40^\circ$. Skala w cm. Domena 2

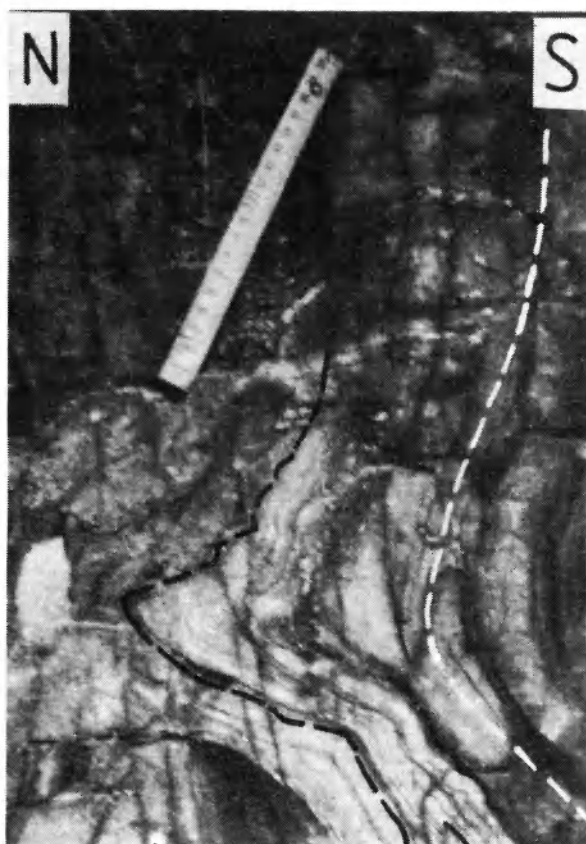
F_2 folds (folded S_1 foliation) of changing morphology. Sharp, angular hinge of F_2 fold becomes progressively oval and concentric in form towards south. There are two possible explanations of this: (i) the development of different morphological styles of folds in the same rock during one deformation phase (F_2); (ii) coaxial superposition of two generations ($F_2 + F_3$) folds. Axis of angular fold – $075/25^\circ$, axis of oval fold – $055/20^\circ$. Orientation of axial plane is the same both for the angular fold and for the oval one. Scale in cm. Domain 2

3. W migmatycie fałdowym nałożenie się szerokopromiennych fałdów F_3 , lokalnie daszkowatych o stromych powierzchniach osiowych S_3 na wąskopromienne struktury fałdowe F_2 , które charakteryzują się prawie poziomymi powierzchniami osiowymi S_2 . Domena 5

Superposition of two generations of folds. Open F_3 folds, sometimes of chevron-type with almost vertical S_3 axial planes. Tight F_2 folds with nearly subhorizontal S_2 axial planes. Domain 5



1



2



3

Zbigniew CYMERMAN — Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety
 Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the Sudetes

PLANSZA III - PLATE III

1. Fałdy wąskopromienne F_2 typu similar lub nieco wysmuklone o osiach nachylających się – 095/35°. Domena 4

Tight F_2 folds of similar type or class 3 folds with divergent isogons with axes – 095/35°. Domain 4

2. Typowe fałdy wąskopromienne F_2 przechodzące w fałdy szerokopromienne, asymetryczne ($F_3?$). Nieregularne zgrubienie żyłki leukosomu w strefie przegubowej fałdu F_2 . Nachylenie osi fałdu F_2 – 135/40°. Orientacja powierzchni osiowej S_2 – 120/35°. Domena 5

Typical tight F_2 folds gradually passing into open, asymmetrical ones ($F_3?$). Note irregularly thickened leucosome veinlet in the hinge of F_2 fold. F_2 axis is oriented – 135/40°. Attitude of S_2 axial plane: 120/35° = N30E, 35E. Domain 5



1



2

Zbigniew CYMERMAN – Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety
Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the
Sudetes

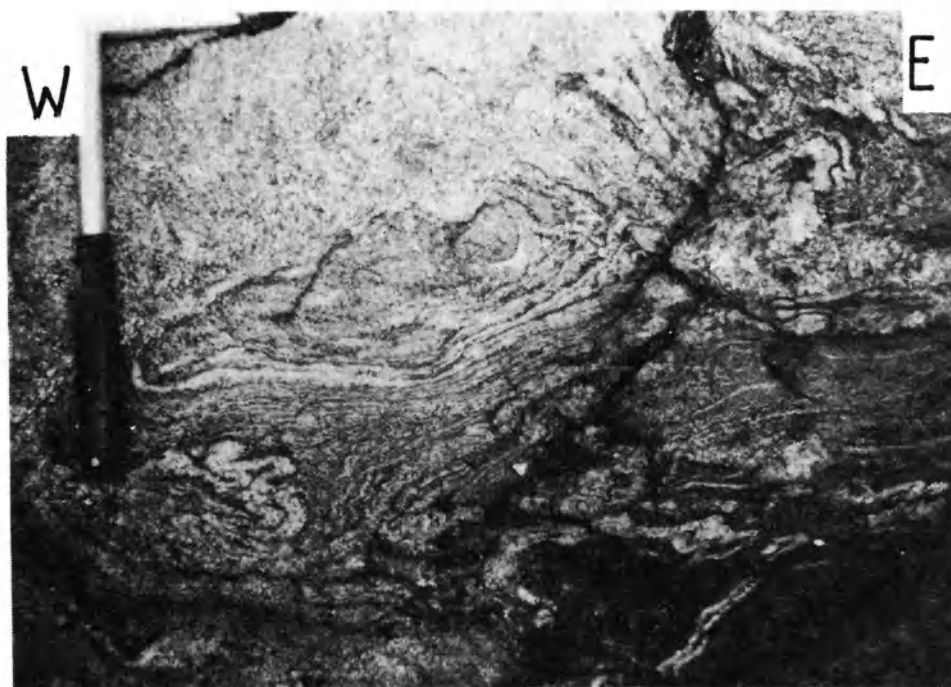
PLANSZA IV - PLATE IV

1. Dysharmonijne fałdy F_3 w migmatycie ptygmatytowym. Osie fałdów F_3 zorientowane są w przedziale: 095–100/55–65°. Domena 5

Dysharmonic F_2 folds in a ptygmatitic migmatite. F_3 axes are oriented: 095–100/55–65°. Domain 5

2. Drobne fałdki ptygmatytowe F_3 powstałe w wyniku zafałdowania lamin leukosomu (na środku zdjęcia). W prawej części zdjęcia występują małe fałdy pasożytnicze F_3 . Formy te występują na skrzydłach większego otwartego fałdu asymetrycznego F_3 . Domena 5

Small ptygmatitic F_3 folds, formed due to folding of leucosome layers (central part of the photo). Small drag folds developed in the limbs of larger, open, asymmetric F_3 folds, may be noted on the right-hand side of the photo. Domain 5



1



2

Zbigniew CYMERMAN — Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety
Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the Sudetes

PLANSZA V – PLATE V

1. Typowe fałdy dysharmonijne F_3 w migmatytach. Wąskopromienny fałd F_2 przefalduwany przez asymetryczny fałd F_3 . Widok od zachodu. Domena numer 7

Typical dysharmonic F_3 folds in migmatites. Tight F_2 fold affected by asymmetrical F_3 folds. Looking from W. Domain 7

2. Przykład budiny gnejsu drobnokrystalicznego („gnejsu leptytowego”), która spowodowała zagięcia foliacji S_1 i utworzyła struktury fałdowe F_3 o wschodniej asymetrii i o osi – $350/65^\circ$. Powierzchnia osiowa S_3 – $320/70^\circ$. Widok od północy. Domena 5

Example of L_3 boudin in fine-grained gneiss (“leptitic gneiss”). The boudin caused folding of S_1 foliation and formation of F_3 , east-verging folds with axes oriented – $350/65^\circ$. S_3 axial planes oriented: $320/70^\circ = N50E, 70N$. Looking from N. Domain 5



1

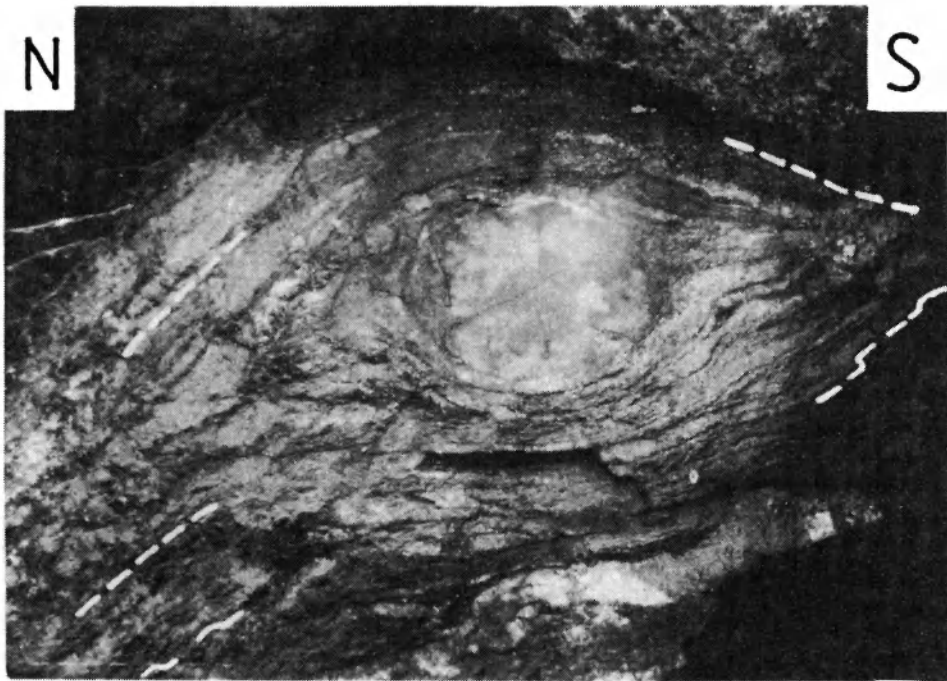


2

Zbigniew CYMERMAN – Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety
Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the
Sudetes

PLANSZA VI - PLATE VI

1. Budina skały wapienno-krzemianowej w gnejsach warstewkowych. Wyciągnięcie najdłuższej osi budiny L_2 (?) – 110–115/20–35°. Drobne zafałdowania asymetryczne foliacji S_1 w gnejsach pod budiną. Domena 7
 L_2 (?) boudin of calc-silicate rock in laminated gneiss. Elongation of boundin: 110–115/20–35°. Note small asymmetrical folds in gneiss beneath the boudin. Domain 7
2. Przykłady różnej geometrii budin amfibolitowych w gnejsach warstewkowych. Domena 2
Examples of amphibolite boudins of various geometry occurring in laminated gneisses. Domain 2



1



2

Zbigniew CYMERMAN - Rozwój strukturalny metamorfizmu sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety
Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the
Sudetes

PLANSZA VII - PLATE VII

1. Budina amfibolitowa w formie graniastosłupa. Oś maksymalnego wyciągnięcia budiny – 105/30°. Domena 2

Amphibolite boudin prismatic in form. Axis of boudin elongation is 105/30°. Domain 2

2. Owalna, prawie kulista budina zbudowana z amfibolitu masywnego, otoczona przez gnejsy warstewkowe. Oś maksymalnego wyciągnięcia budiny zmierzona na górnej powierzchni budiny – 055/15°, a na jej dolnej powierzchni – 125/50°. To samo odsłonięcie. Domena 2

Oval, almost spherical boudin of massive amphibolite within laminated gneiss. Axis of maximum elongation measured on the upper surface of boudin = 055/15°, and on the bottom one = 125/50°. Same outcrop as in 1. Domain 2



1



2

Zbigniew CYMERMAN – Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety
Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the
Sudetes

PLANSZA VIII – PLATE VIII

1. Przykłady spłaszczonych, soczewkowatych budin gnejsów drobnokrystalicznych (gnejsów leptytowych). Powierzchnia spłaszczenia budin jest równoległa do foliacji S_1 ($050/85^\circ$). W lewej części zdjęcia występują drobne fałdy wąskopromienne i otwarte, asymetryczne. Oś maksymalnego wyciągnięcia prawej budiny = $155/40^\circ$. Domena numer 7

Examples of strongly flattened, lensoid-like boudins of fine-grained gneiss ("leptitic gneiss"). Plane of flattening of boudins is parallel to S_1 foliation ($050/85^\circ = N40W, 85E$). On the left-hand side of photo note small, tight and open, asymmetric folds. Axis of maximum elongation of boudin on the right is $155/40^\circ$. Domain 7

2. Nieregularne, szerokopromienne fałdy F_3 o osiach $125-130/35^\circ$. Powierzchnia obwiedni tych fałdów = $035/85^\circ$. Nieregularność form fałdów F_3 jest spowodowana licznymi strefami ścinań, które dzielą skałę na soczewy i struktury typu „migdałów”. W części środkowej zdjęcia – przykład superpozycji fałdów F_3 względem prawie izoklinalnego fałdu F_2 . Domena 5

Irregular, open F_3 folds with axes generally plunging $125-130/35^\circ$. Enveloping surface of F_3 folds is oriented $035/85^\circ$ ($N55W, 85N$). Irregularity of forms of F_3 folds is caused by a number of ductile shear zones, which divide some parts of rocks into lenses and almond-shaped structures. In the centre of photo note example of interference of almost isoclinal F_2 fold with open F_3 folds. Domain 5

3. Prawie ten sam profil fałdów F_3 , jak na zdjęciu 2. Zauważ prawie wertykalny upad powierzchni osiowej S_3 . Widok od zachodu. Domena 2

Almost identical F_3 fold profiles as in photo 2. Note subvertical dip of S_3 axial plane. Looking from W. Domain 2



1



2



3

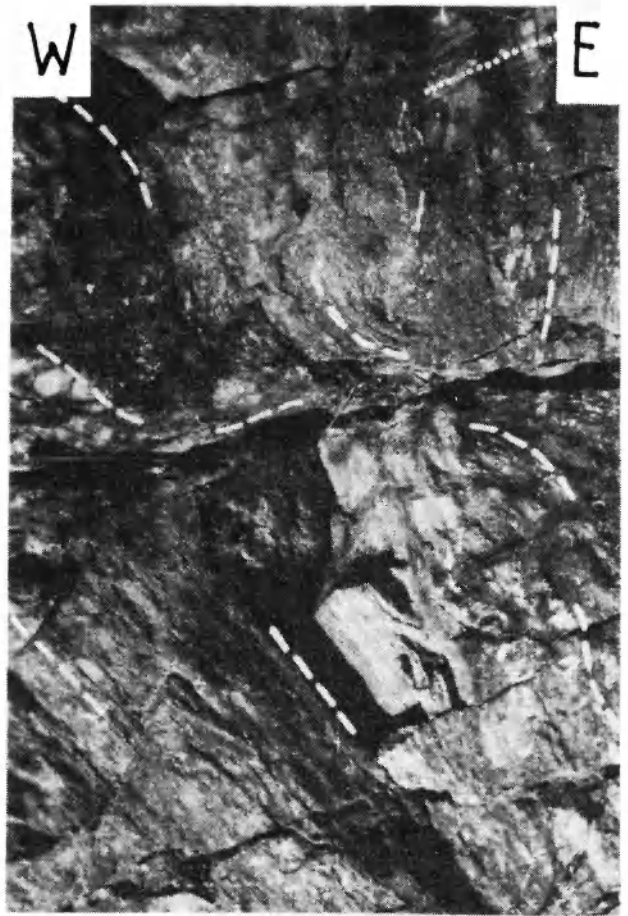
Zbigniew CYMERMAN – Rozwój strukturalny metamorfizmu sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety
 Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the
 Sudetes

PLANSZA IX – PLATE IX

1. Struktura typu „migdałów” spowodowana przez strefy ścinania podatnych (ciągliwych). W prawym górnym rogu zdjęcia – powierzchnia mezouskoku z rysami ślizgowymi (linia kropkowana). Gnejsy warstewkowe z objawami mylonityzacji. Domena 7
Almond-shape structure formed due to mylonitization in ductile shear zones. In upper right corner of the photo note fault planes with slickensides (dotted line). Layered gneiss with signs of mylonitization. Domain 7
2. Strefa ścinania podatnego (podkreślona przez prawie horyzontalne spękanie w części środkowej zdjęcia) spowodowała zagięcia penetratywnej foliacji. Lewoskrętne przemieszczenia w tej strefie ścinania. W prawym górnym narożniku zdjęcia – powierzchnia mezouskoku z rysami ślizgowymi (linia kropkowana). Domena 7
Folded S_1 foliation in ductile sinistral shearing (parallel to the subhorizontal fracture in centre of the photo). In the upper right of the photo note fault plane with slickenside striations (dotted line). Domain 7
3. Fałdy otwarte, szerokopromienne F_3 o asymetrii wschodniej i osi – $190/10^\circ$. Powierzchnia osiowa S_3 – $265/55^\circ$. Domena 5
Open asymmetric F_3 folds of axes $190/10^\circ$ and S_3 axial planes – $265/55^\circ$ (N05W, 55W). Domain 5



1



2

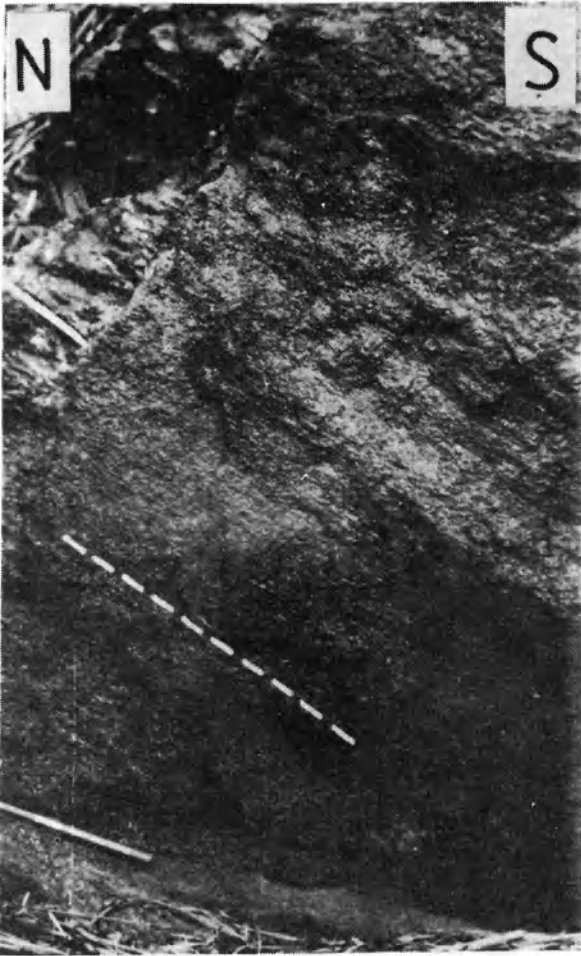


3

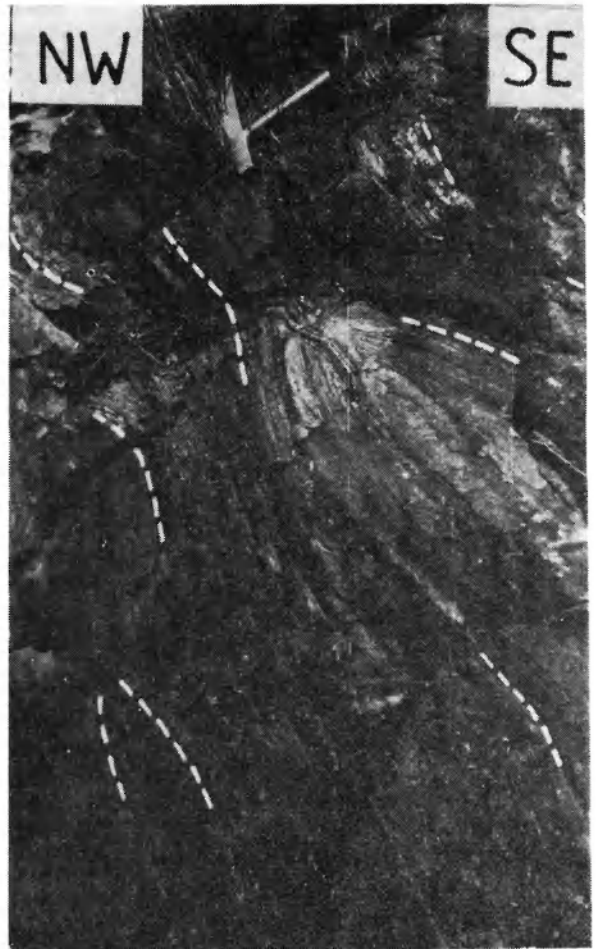
Zbigniew CYMERMAN - Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety
 Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the Sudetes

PLANSZA 8 – PLATE 8

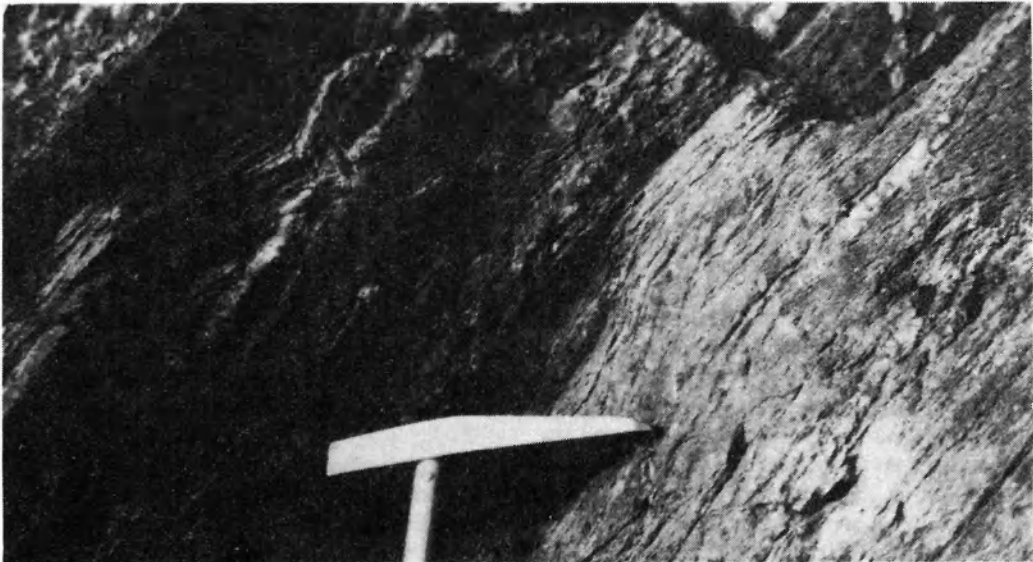
1. Lineacja ziarna mineralnego, głównie biotyty, o nachyleniu $125/35^\circ$. W lewej, górnej części zdjęcia występuje lineacja nodul syllimanitowo-kwarcowych o nachyleniu $120/30^\circ$ (linia ciągła). Domena 7
Mineral (mostly biotite) lineation plunging $125/35^\circ$. In the upper left part of the photo there occur sillimanite-quartz nodules aligned $120/30^\circ$ (continuous line). Domain 7
2. Przykłady struktur typu „migdałów” lub budinażopodobnych o orientacji osi maksymalnego wydłużenia $035-040/10-15^\circ$. W środkowej części zdjęcia wewnątrz soczewy występuje relikty izoklinalnego fałdu F_2 lub F_1 . Domena 7
Examples of almond-shaped and boudinage-like structures with axes of maximum elongation oriented $035-040/10-15^\circ$. Relict, rotless, isoclinal F_2 or F_1 fold occurs inside an “almond” (lens) in the central part of the photo. Domain 7
3. Typowe struktury budinażowe w gnejsach warstewkowych. Zauważ asymetryczne zafałdowania foliacji S_1 poniżej budin. Domena 5
Typical boudinage structures in layered gneisses. Note asymmetrical folding below the boudins. Domain 5



1



2



3

Zbigniew CYMERMAN – Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety
Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the Sudetes