

Jerzy DON¹

TEKTONIKA ŁUPKÓW STREFY SIENNEJ ORAZ KORELACJA ROZWOJU GNEJSÓW Z ETAPAMI DEFORMACJI METAMORFIKU ŚNIEŻNIKA

SPIS TREŚCI

Streszczenie	103
Poglądy na tektoniczną pozycję łupków strefy Siennej	104
Tektonika wschodniej części strefy Siennej	109
Tektonika zachodniej części strefy Siennej	111
Tektonika łupków wypełniających synklinę Siennej	112
Korelacja rozwoju gnejsów z etapami deformacji metamorfiku Śnieżnika	114
Tektonika blokowa	117
Podsumowanie i wnioski	118
Literatura	120
The Sienna Synform and the Relationship of Gneisses to the Deformational Stages Distinguished in the Śnieżnik Metamorphic Massif (Sudetes) — summary	122

Streszczenie

W związku z rozbieżnymi poglądami na budowę i rozwój strefy łupków Siennej (fig. 1) autor podjął szczegółowe prace kartograficzne oraz badania mezostrukturalne we wschodniej części strefy, głównie wzdłuż kontaktu łupków serii strońskiej ($Pt_3-Cm_2?$) z gnejsami elementu Śnieżnika. Zostały one uzupełnione obserwacjami o charakterze przeglądowym w części zachodniej oraz na przedłużeniu omawianej strefy po stronie czeskiej. Prace te pozwoliły na odtworzenie tektoniki łupków strefy Siennej. Łupki wypełniają głęboki fałd synklijalny o asymetrii zachodniej, nałożony na utworzone wcześniej fałdy leżące osadów tej serii zgarniętych w kierunku wschodnim. Łupki strefy Siennej mają bardzo złożoną tektonikę wewnętrzną, kontrastującą ze stosunkowo prostym układem odmian litologicznych w otaczających masywach gnejsowych: antyklinalnego elementu Międzygórze po stronie zachodniej oraz antyklinalnego elementu Śnieżnika po stronie wschodniej, zbudowanych na zewnątrz z gnejsów oczkowych — zwanych śnieżnickimi, a w środku z gnejsów migmatycznych — znanych jako gierałtowskie (fig. 7). Granice gnejsów śnieżnickich z łupkami serii strońskiej mają charakter intruzywny, są ostre i tną różne horyzonty litologiczne. Gnejsy gierałtowskie natomiast tworzą z gnejsami śnieżnickimi szerokie strefy gnejsów przejściowych i mieszanych. Ku wschodowi — poza opisanym obszarem — migmatyzują one szerokim frontem również łupki serii

strońskiej, przefalldowane z wyklinowującymi się w tym kierunku gnejsami śnieżnickimi.

Autor przyjmuje, że magma porfirowatych granitów śnieżnickich intrudowała na przelomie kambru środkowego i górnego (faza sardyjska) w łupki serii strońskiej wzdłuż powierzchni foliacji, zgodnych z powierzchniami osiowymi utworzonych wcześniej fałdów F_1 . W związku z tym kwestionuje dotychczasowe korelacje mezostruktur w wymienionych kompleksach litologicznych, w myśl których pierwsza deformacja F_1 miała miejsce dopiero po procesie ultrametamorfozy serii strońskiej, z którym związany był proces rozwoju gnejsów gierałtowskich, a następnie gnejsów śnieżnickich. Uważa, że pierwsze struktury deformacyjne w gnejsach śnieżnickich, a szczególnie gierałtowskich, określane dotąd jako F_1 , nie odpowiadają najstarszym strukturom, czyli (F_1), w łupkach serii strońskiej. Dopiero w drugim etapie deformacji (F_2) granity śnieżnickie zostały dynamicznie przeobrażone w oczkowe gnejsy śnieżnickie podczas przefalldowania ich z łupkami serii strońskiej w płaszczowinach nasuwanych po dolnym dewonie na podsuwającą się strefę morawsko-śląską, w obrębie której rozpoczęło się wtedy formowanie waryscyjskiej geosynkliny Sudetów Wschodnich. W końcowej fazie rozwoju płaszczowin nastąpiło ich poprzeczne fałdowanie (F_3), wywołane wzrastającym niedoborem przestrzeni bocznej i połączone z wypiętrzaniem fałdowanego orogenu

¹ Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

młodokaledońskiego. Deformowane serie łupków strońskich i gnejsów śnieżnickich ulegały wtedy w głębszych partiach orogenu silnej rekrytalizacji i selektywnej migmatytyzacji prowadzącej do powstania gnejsów gierałtowskich, w metamorfiku Śnieżnika najslabiej dynamicznie zaangażowanych. Ponieważ proces ten nie zawsze przebiegał zgodnie z istniejącym planem strukturalnym i związany był ze wzrostem objętości wyjściowego układu, doprowadził do rozwoju wielkopromiennych

form brachyantyklinalnych o charakterze embrionalnych kopuł gnejsowych, lokalnie grzybopodobnych, których jądra zajmują strukturalnie najmłodsze skały, czyli gnejsy gierałtowskie. Antyformy te zwartą budową odbiegają znacznie od tektoniki oddzielających je stref o charakterze synform, wypełnionych głównie silnie sfałdowanymi utworami suprakrustalnej serii strońskiej.

POGLĄDY NA TEKTONICZNĄ POZYCJĘ ŁUPKÓW STREFY SIENNEJ

Metamorfik grupy górskiej Śnieżnika (1426 m npm.) budują trzy formacje (fig. 1), występujące przestrzennie w układzie piętrowym (Fischer 1936; Bederke 1943; Don 1963, 1964). Od góry są to:

1. Strońska seria suprakrustalna ($Pt_3 - Cm_2?$), składająca się z osadów geosynklinalnych o bliżej nie określonej miąższości, przeobrażonych mezozonealnie w dwułuszczkowe łupki i paragnejsy, lokalnie przeławicane jasnymi kwarcytami (podstawowymi?), kwarcytami grafitowymi i łupkami grafitowo-łuszczkowymi, wapieniami krystalicznymi (marmurami kalcytowymi i dolomitowymi) lub erlanami (skarnami) oraz amfibolitami, porfiroidami i metaryolitami (Vangerow 1943; Butkiewicz 1968; J. Teisseyre 1961; Smulikowski 1979).

2. Gnejsy śnieżnickie — oczkowe, a partiami grubooczkowe, o stosunkowo stałym składzie chemicznym, odpowiadającym granitom leukokratycznym, słabo wapiennym, z przewagą potasu nad sodem (Fischer 1936; Smulikowski 1957, 1979; Ansilewski 1966, 1973). Na opisanym obszarze występują one w ławie o grubości do kilkuset metrów, ostro kontaktując w stropie poprzez odmiany aplitowe z różnymi poziomami litologicznymi serii strońskiej. Ku wschodowi miąższość ich maleje, aż do całkowitego zaniku poza badanym terenem. Są one dynamicznie zdeformowane (z oznakami mylonityzacji) w odmiany słojuwe i słojuowo-soczewkowe oraz silnie przełałdowane z łupkami serii strońskiej. Zgodnie do osi tych fałdów rozwinięty jest w nich wyraźny rodding (Don 1972; Teisseyre 1973).

3. Gnejsy gierałtowskie o charakterze metasomatycko-rekrytalizacyjnym i migmatycznym, drobnoziarniste i homeoblastyczne, o monotonnym składzie mineralnym, ale o szerokiej zmienności stosunków ilościowych między składnikami mineralnymi, odpowiadające granitom leukokratycznym bogatym w potas (Fischer 1936; Smulikowski 1979). Ich cechą charakterystyczną jest wysoki stopień postkinematycznej rekrytalizacji. Brak w nich powszechnych znamion mylonityzacji, ogólnie spotykanych w otaczających je seriach metamorficznych. Obserwuje się natomiast szczególnie intensywny rozwój tych gnej-

sów wzdłuż głębokich stref dyslokacyjnych kosztem uprzednio dynamicznie zdeformowanych gnejsów śnieżnickich (Don 1982), a w kierunku wschodnim (poza badanym terenem) również kosztem łupków serii strońskiej przełałdowanych z gnejsami śnieżnickimi. W strefie Złotego Stoku—Skrzynki gnejsom gierałtowskim strukturalnie odpowiadają gnejsy haniackie (Don 1964), rozwinięte ze zmylonityzowanych łupków serii strońskiej i gnejsów śnieżnickich (Don 1964, 1976), a według Kozłowskiej-Koch (1971, 1973) również ze zmylonityzowanych gnejsów gierałtowskich. Omawiane gnejsy tworzą ze skałami ościennymi, czyli z łupkami serii strońskiej i z gnejsami śnieżnickimi, szerokie strefy gnejsów przejściowych lub mieszanych o charakterze głębokich zazębien zgodnych z foliacją lub zgnejsowaniem tych skał. W omawianych strefach wraz z postępowaniem rozwoju gnejsów gierałtowskich zanikają stopniowo wcześniej uformowane struktury roddingowe, natomiast pojawia się nowa lineacja biotytowa, nałożona niezgodnie na starsze fałdy (Don 1977a, 1982).

Wyszczególnione kompleksy skalne są przełałdowane i tworzą w grupie górskiej Śnieżnika południkowo wydłużone jednostki tektoniczne (fig. 1), przebudowane poprzecznie szczególnie silnie w strefie Krowiarek (tzw. wirgacja łądecka — Teisseyre 1957a, b; Don 1964; Oberc 1966). Charakter tych jednostek nie jest jednoznacznie interpretowany, gdyż zarówno następstwo rozwoju omawianych serii (Fischer 1936; Smulikowski 1957, 1979; Don 1963, 1964; Dumicz 1976a, 1979), jak i ich wzajemne stosunki przestrzenne (Fischer 1936; Pauk 1953; Oberc 1972; Teisseyre 1973; Don 1969, 1979) oraz ich związek z etapami deformacji (Teisseyre 1973, 1975; Don 1972, 1980; Dumicz 1976a, 1979; Wojciechowska 1980) są źródłem licznych kontrowersji. Na opisywanych seriach metamorficznych osadziły się — przypuszczalnie w karbonie dolnym — zlepieńce i piaskowce, zachowane w formie niezmetamorfizowanej w strefie dyslokacyjnej Kletna (Sienna—Stare Město) pod nasuniętymi na nie gnejsami (Kasza 1957, 1964; Przeniośło, Sylwestrzak 1971).

Prowadzone od wielu lat badania mezostrukturalne

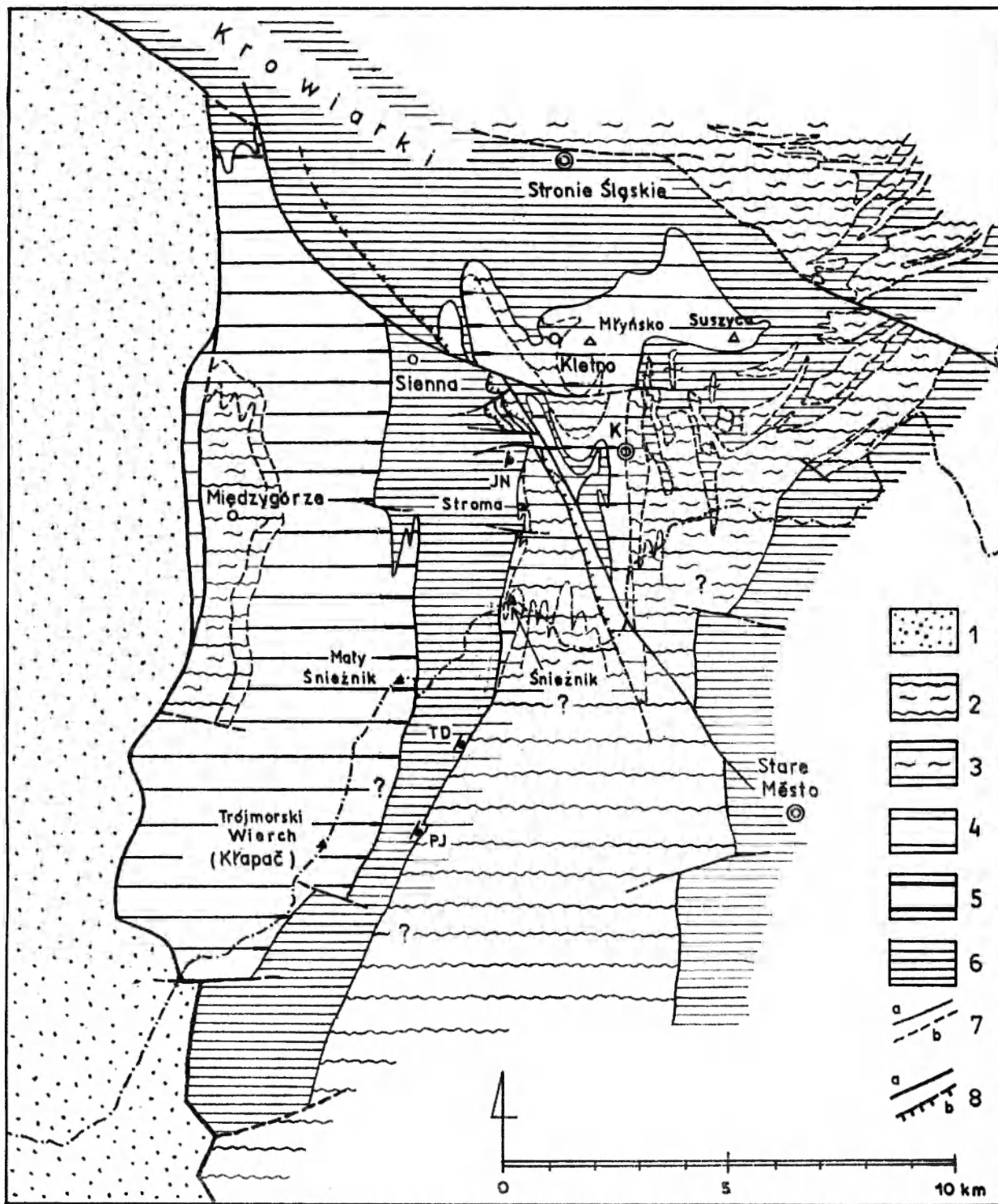


Fig. 1

Szkic geologiczny grupy górskiej Śnieżnika

1 — osady górnej kredy; 2 — gnejsy gieraltowskie; 3 — gnejsy „przejęciowe” i mieszane (gieraltowskie ze śnieżnickimi); 4 — gnejsy śnieżnickie; 5 — gnejsy śnieżnickie drobnooczkowe (facja brzeźna); 6 — łupki suprakrustalnej serii strońskiej oraz ich odpowiednik w strefie Starego Města; 7 — granice litologiczne wyraźne (a) i przejścia litologiczne stopniowe (b); 8 — uskoki (a) i nasunięcia (b); K — Kamienica; JN — Jaskinia Niedźwiedzia; TD — Tvarožne díry; PJ — Paceltova jáskyně

Geological sketch-map of the Śnieżnik Mt. group

1 — Upper Cretaceous sedimentary rocks; 2 — Gieraltów gneisses; 3 — „transitional” and mixed-type gneisses (i.e., transitions between the Gieraltów and Śnieżnik gneisses); 4 — Śnieżnik gneisses; 5 — fine-augen variety of the Śnieżnik gneisses (marginal facies); 6 — schists of the supracrustal Stronie Series, including their equivalents within the Stare Město Zone; 7 — lithological boundaries of distinct (a) and transitional (b) character; 8 — faults (a) and thrust-faults (b); K — Kamienica; JN — Jaskinia Niedźwiedzia (cave); TD — Tvarožne díry; PJ — Paceltova jáskyně (cave)

w seriach skalnych grupy górskiej Śnieżnika pozwoliły na wyodrębnienie pięciu zespołów deformacji, związanych z kolejnymi fazami odkształceń (Teisseyre 1973, 1980). Nie zostały one jednak skorelowane z efektami równoległe przebiegających procesów metamorfozy i nie doprowadziły dotąd do wyjaśnienia geometrii przestrzennej dużych jednostek tektonicznych, ani też do odtworzenia ich rozwoju. Przykładem obecnego stanu wiedzy o budowie grupy górskiej Śnieżnika jest między innymi bardzo różna interpretacja tektoniczna strefy łupków Siennej, mającej znaczenie regionalne (fig. 1).

Wspomnianą strefę wyodrębnił kartograficznie Fischer (1936), widząc w niej stosunkowo prostą formę fałdu synklinalnego obalonego w kierunku zachodnim, w którym łupki serii strońskiej sfałdowane są zgodnie z gnejsami śnieżnickimi, występującymi na skrzydłach w formie elementów antyklinalnych Międzygórze i Śnieżnika. Pogląd ten potwierdził następnie Bederke (1943) po odkryciu gnejsów gieraltowskich w strefie jądrowej elementu Międzygórze (fig. 2).

Łupki serii strońskiej wypełniające synklinę tworzą południkowo wydłużoną strefę wychodni szeroką od 1,5 do 3 km i ku północy łączą się z główną synkliną,

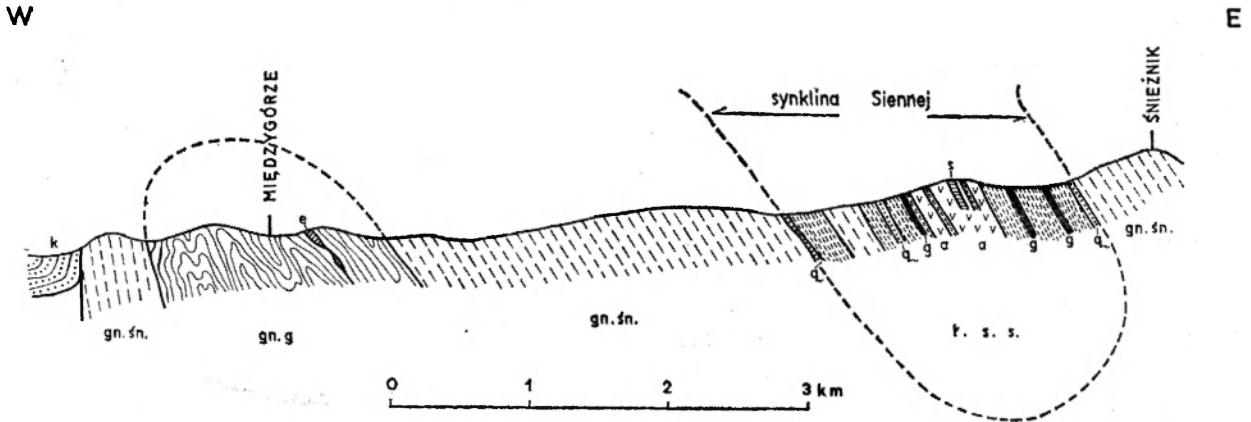


Fig. 2

Przekrój geologiczny przez jednostki tektoniczne grupy górskiej Śnieżnika (według Bederkego 1943)

k – osady górnej kredy rowu Nysy Kłodzkiej; *gn.g.* – gnejsy gieraltowskie; *e* – eklogity; *gn.śn.* – gnejsy śnieżnickie; *l.s.s.* – łupki serii strońskiej z przełajaciami: jasnych kwarcytów (*q*), łupków i kwarcytów grafitowych (*g*), łupków amfibolitowych (*a*) i serpentynitów (*s*)

Geological cross-section through the tectonic units of Śnieżnik Mt. group (after Bederke 1943)

k – Upper Cretaceous sediments of the Nysa Kłodzka Graben; *gn.g.* – Gieraltów gneisses; *e* – eclogites; *gn.śn.* – Śnieżnik gneisses; *l.s.s.* – schists of the Stronie Series, containing intercalations of light quartzites (*q*), graphitic schists and quartzites (*g*), amphibolitic schists (*a*), and serpentinites (*s*)

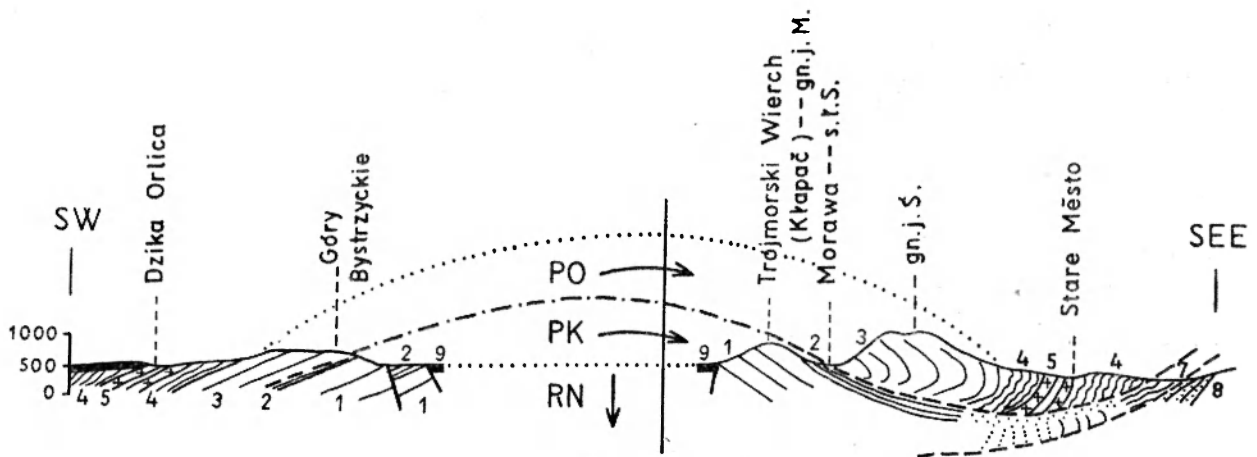


Fig. 3

Przekrój geologiczny przez Góry Orlickie i Bystrzyckie oraz masyw Śnieżnika (według Pauka 1953)

PO – płaszczowina orlicka; *PK* – płaszczowina Kłapać; *RN* – rów Nysy Kłodzkiej; *s.l.s.* – strefa łupków Siennej; *gn.j.śn.* – gnejsy jednostki Śnieżnika; *gn.j.M.* – gnejsy jednostki Międzygórze; płaszczowina Kłapać: 1 – ortognejsy, 2 – łupki serii strońskiej; płaszczowina orlicka: 3 – ortognejsy, 4 – seria zabrzeska, 5 – dioryt i gabbro; inne serie skalne: 7 – seria velkovrbenska, 8 – kwarcyty strefy Branny, 9 – osady górnej kredy

Geological cross-section through the Orlickie and Bystrzyckie Mts. and Śnieżnik Massif (after Pauk 1953)

PO – Orlicka nappe; *PK* – Kłapać nappe; *RN* – Nysa Kłodzka Graben; *s.l.s.* – zone of the Sienna schists; *gn.j.śn.* – gneisses of the Śnieżnik unit; *gn.j.M.* – gneisses of the Międzygórze unit; Kłapać nappe: 1 – orthogneisses, 2 – schists of the Stronie Series; Orlicka nappe: 3 – orthogneisses, 4 – Zabrzaska series, 5 – diorite and gabbro; other rock units: 7 – Velkovrbenska series, 8 – Branna zone quartzites, 9 – Upper Cretaceous sediments

a raczej synklinorium Stronia Śląskiego i pasma Krowiarek. Ograniczające synklinę gnejsy elementów antyklinalnych Międzygórze i Śnieżnika zanurzają się ku północy pod wspomniany kompleks łupkowy.

Całkiem inaczej zinterpretował budowę omawianej części metamorfiku Śnieżnika Pauk (1953). Uważał, że gnejsy tworzą rozległe pokrywy, powtarzające się w obrębie łupków serii strońskiej na skutek przeładowania o charakterze płaszczwinowym (fig. 3). W myśl tej koncepcji łupki strefy Siennej zaliczył on wraz z podścielającymi gnejsami elementu Międzygórze do płaszczwiny Kłapača (Trójmorskiego Wierchu), na którą od zachodu nasunęła się płaszczwiną orlicka z gnejsami elementu Śnieżnika w spągu. W tym ujęciu łupki strefy Siennej (Kletna) łączą się w kierunku wschodnim pod gnejsami elementu Śnieżnika z łupkami i paragnejsami strefy Bielic. Koncepcja ta w podstawowych zarysach była utrzymana następnie w pra-

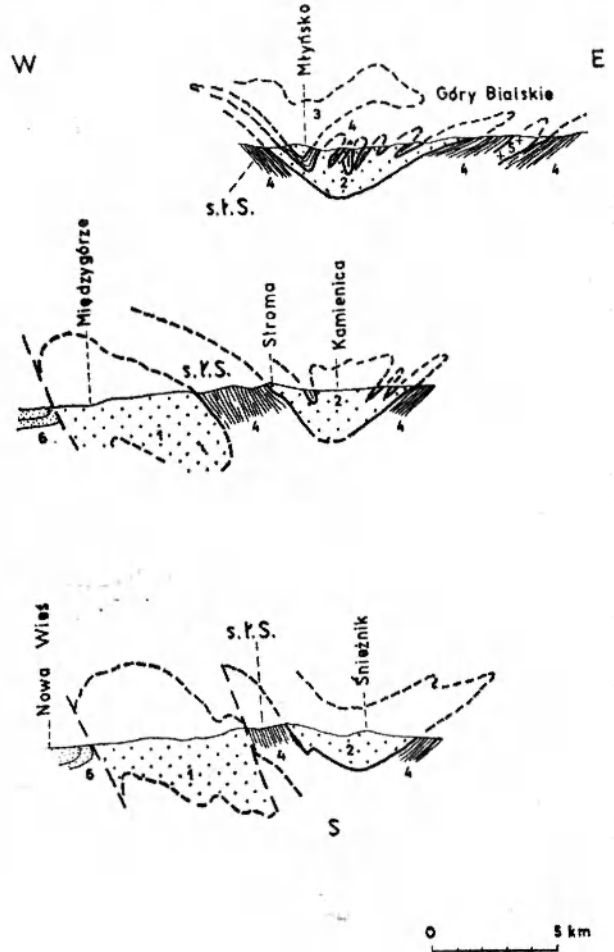


Fig. 5

Główne jednostki strukturalne grupy górskiej Śnieżnika w przekrojach poprzecznych (szkic teoretyczny według Teisseyre'a 1975, por. szkic na figurze 4)

1 – jednostka Międzygórze; 2 – jednostka Śnieżnika; 3 – jednostka Młyńska; 4 – formacja strońska w partiach synklinalnych; 5 – tonality; 6 – kreda górna rowu Nysy Kłodzkiej; s.l.S. – strefa łupków Siennej

Main structural units of the Śnieżnik Mt. group, shown on perpendicular cross-sections (theoretical sketch after Teisseyre 1975, comp. with fig. 4)

1 – Międzygórze unit; 2 – Śnieżnik unit; 3 – Młyńsko unit; 4 – Stronie formation cropping out in synclinal zones; 5 – tonalites; 6 – Upper Cretaceous deposits of the Nysa Kłodzka Graben; s.l.S. – zone of the Sienna schists

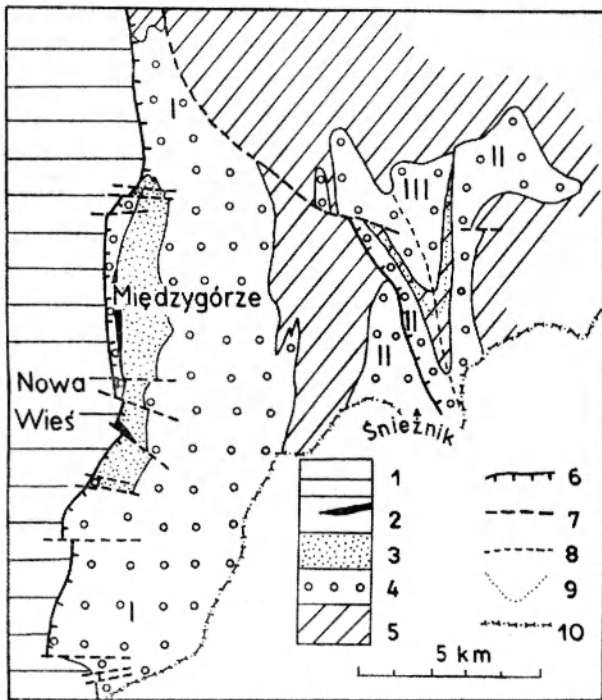


Fig. 4

Szkic geologiczny grupy górskiej Śnieżnika (według Teisseyre'a 1975, por. szkic na figurze 5)

1 – kreda górna rowu Nysy Kłodzkiej; 2 – kataklazyty, mylonity i ility „dyslokacyjne”; 3 – gnejsy gierałtowski; 4 – gnejsy śnieżnickie; 5 – formacja strońska; 6 – nasunięcia i uskoki przechodzące w nasunięcia; 7 – uskoki; 8 – płaszczyzna osiowa synkliny Kamiénicy (F_2); 9 – oś synkliny Kletna; 10 – granica państwa; I – jednostka Międzygórze; II – jednostka Śnieżnika; III – jednostka Młyńska

Geological sketch-map of the Śnieżnik Mt. group (after Teisseyre 1975, comp. with figure 5)

1 – Upper Cretaceous deposits of the Nysa Kłodzka Graben; 2 – cataclases, mylonites, and “dislocational” clays; 3 – Gierałtów gneisses; 4 – Śnieżnik gneisses; 5 – Stronie formation; 6 – thrusts and faults grading into thrusts; 7 – faults; 8 – axial plane of the Kamiénica Syncline (F_2); 9 – axis of the Kletno Syncline; 10 – state borderline; I – Międzygórze unit; II – Śnieżnik unit; III – Młyńsko unit

cach Kaszy (1957, 1964), Oberca (1957, 1966, 1967, 1972), Dona (1964) oraz Teisseyre'a (1973, 1975) z różnymi modyfikacjami, związanymi głównie z odmienną interpretacją tektoniki drugorzędnych jednostek gnejsowych elementów Śnieżnika i Młyńska, oddzielonych wąskim i ku południowi wyklinowującym się pasmem synkliny Kamiénicy. W myśl ostatniej interpretacji Teisseyre'a (1975), wymienione jednostki są fragmentami płaszczwin o wschodniej wergencji ruchu (fig. 4 i 5). Fałdowaniu uległy rozległe i grube pokrywy gnejsów o dużej kompetencji mechanicznej, rozdzielone mniej lub bardziej mięszymi sekwencjami formacji strońskiej o znacznie większej plastycz-

ności. Rozwój tych płasko leżących struktur o charakterze płaszczowinowym był związany, według wspomnianego autora, z pierwszą fazą deformacji (F_1). W drugiej fazie (F_2) zostały one ponownie w tym samym kierunku koaksjalnie sfałdowane, dzięki czemu gnejsy — utworzone z silnie przeobrażonych łupków serii strońskiej w partiach spągowych — występują w bardzo skomplikowanych stosunkach przestrzennych wśród wspomnianych łupków, stanowiących ich okrywę. W tym ujęciu geometria przestrzenna synkliny Siennej odbiega znacznie od ujęcia Fischera (1936) i Bederkego (1943). Na uwagę zasługuje ponadto fakt, iż w myśl wspomnianej koncepcji oczkowe gnejsy śnieżnickie — będące, według badań Smulikowskiego (1957, 1960, 1979), końcowym efektem progresywnej metamorfozy, a częściowo ultrameta-morfozy głębszych partii osadów serii strońskiej — brały udział w deformacjach pierwszej fazy (F_1). Zakładano więc, że przed metamorfozą, a nawet przed jej zakończeniem, utwory serii strońskiej wraz z rozwiniętymi w ich obrębie migmatycznymi gnejsami gierałtowskimi i powstałymi następnie ich kosztem gnejsami śnieżnickimi (Smulikowski 1960, 1979) nie były deformowane, odkształcane gnejsy bowiem, jak podkreśla Teisseyre (1975), już w pierwszej fazie deformacji (F_1) wyróżniały się dużą kompetencją mechaniczną.

Zdaniem autora, w prowadzonych badaniach strukturalnych należy zwrócić obecnie znacznie większą uwagę na zależność rozwoju procesów metamorfozy i tworzenia się infrakrustalnych serii gnejsowych od procesów tektonicznych. Serie infrakrustalne metamorfiku Śnieżnika są bowiem młodsze od łupków serii strońskiej (Smulikowski 1957, 1960, 1979; Oberc 1957, 1972). Rozwinęły się z nich w wyniku progresywnych przeobrażeń, w trakcie których osady i wulkany suprakrustalnej serii strońskiej musiały przejść przez kolejne stadia metamorfozy epizonalnej i mezo-zonalnej, którym towarzyszyły charakterystyczne zjawiska deformacji tektonicznych. Tak więc łupki serii strońskiej musiały być już sfałdowane — i to intensywnie — przed rozwojem gnejsów metamorfiku Śnieżnika. Można się więc spodziewać, że w łupkach zarejestrowana została większa liczba deformacji oraz że pierwsza deformacja zarejestrowana w gnejsach odpowiada dopiero dalszej z rzędu deformacji łupków serii strońskiej. Sugestię tę potwierdziła interpretacja szczegółowej mapy geologicznej doliny Kleśnicy, uzupełniona badaniami mezostrukturalnymi (fig. 6).

Pierwszą próbę powiązania wyników badań mezostrukturalnych z petrogenetycznymi przeprowadził Dumicz (1976a, b, 1979). Autor ten przyjmuje, że mezo- i epizonalnie zmetamorfizowane serie Ziemi Kłodzkiej mają podobną historię rozwoju struktural-

nego. Sedymentowały się one od górnego proterozoiku do dolnego dewonu włącznie w warunkach geosynkinalnych, a sfałdowaniu uległy w fazie orkadzkiej (ems-eifel) podczas wczesnohercyńskich ruchów orogenicznych. W etapie tektogenezy dominowała wtedy kompresja tangencjalna, której towarzyszył rozwój fałdów F_1 , oraz progresywna metamorfoza serii osadowych, charakteryzująca się wzrostem coraz bardziej zasadowych plagioklazów. W etapie orogenicznym natomiast dominowała kompresja pionowa, pod wpływem której powstały horyzontalne fałdy F_2 typu similar (Dumicz 1976b), a równolegle rozwijała się blasteza mikroklinowa, prowadząca do powstania gnejsów gierałtowskich, śnieżnickich i bystrzyckich. Tak ukształtowany orogen uległ konsolidacji, a jego górne partie były degradowane. Proces ten doprowadził do znacznego zrównania reliefu i lokalnej subsydencji w dolnym karbonie, kiedy przypuszczalnie osadziły się zlepieńce Kletna (Kasza 1964). W trzecim etapie (F_3) podczas fazy sudeckiej (C_1 — C_2) wspomniany orogen wczesnohercyński został silnie przebudowany w warunkach kompresji tangencjalnej. Efektem były przemieszczenia wzdłuż powierzchni nieciągłości s_2 i nasunięcia gnejsów na zlepieńce z Kletna. W procesie tym serie skalne uległy spiętrzeniu, co wywołało wzrost temperatury, metasomatozę i blastezę mylonitów strefy Złoty Stok—Skrzynka, a w konsekwencji rozwój migmatycznych gnejsów haniackich ich kosztem. Gnejsy te rozwijały się równolegle z fałdowaniem F_4 , w wyniku którego powstała większość obserwowanych obecnie w metamorfiku Śnieżnika dużych form fałdowych, wydzielanych na mapach geologicznych jako synkliny i antykliny. W głębokim podłożu dochodziło wtedy do częściowego przetopienia i iniekcji magm granitoidowych (granitoidy kłodzko-złotostockie, jawornickie, Bielice, Kudowy i Ścinawki o wieku izotopowym od 330 do średnio 300 mln lat — Burchart 1971; Depciuch 1972).

Wychodząc z podobnych jak Dumicz (1976a, 1979) założeń, autor podjął w latach siedemdziesiątych próbę odtworzenia ewolucji metamorfiku Śnieżnika poprzez analizę wyników szczegółowych prac kartograficznych (skoncentrowanych na wybranych jednostkach tektonicznych), uzupełnioną obserwacjami mezostrukturalnymi. Szczególną uwagę poświęcił strefom kontaktowym gnejsów śnieżnickich i gierałtowskich w celu rozwiązania ciągle dyskutowanej kwestii ich następstwa (Don 1963, 1964, 1977a, b; Smulikowski 1957, 1960, 1979; Dumicz 1976a, b, 1979) oraz ustalenia związku między kolejnymi deformacjami a rozwojem tych gnejsów. Z dotychczasowych prac autora wynika (Don 1975, 1977a, b, 1982), że w przyjętym dla metamorfiku pięcioetapowym następstwie deformacji (Teisseyre 1975, 1980; Wojciechowska 1972, 1980) oczko-

we gnejsy śnieżnickie były wciągnięte w odkształcenia etapu drugiego (F_2), a gnejsy gierałtowskie rozwinęły się dopiero w etapie trzecim (F_3). W obecnej pracy natomiast autor zwrócił szczególną uwagę na strefy kontaktowe łupków serii strońskiej z gnejsami śnieżnickimi w celu zbadania stosunku tych serii do deformacji tektonicznych i ewentualnego ustalenia momentu pojawienia się gnejsów śnieżnickich w przyjętej przez Teisseyre'a (1973, 1975, 1980) pięcioetapowej „chronologii strukturalnej” metamorfiku grupy górskiej Śnieżnika. Badaniami szczegółowymi została objęta głównie wschodnia część strefy łupków Siennej. Uzupełnieniem były prace przeglądowe o charakterze porównawczym w części zachodniej tej strefy, skartowanej szczegółowo przez Frąckiewicz i Teisseyre'a

(1977), oraz obserwacje na jej przedłużeniu po stronie czeskiej, zebrane dzięki uprzejmości Josefa Řehaka. Badania te były w latach 1974 i 1975 finansowane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej przy okazji opracowania tematu „Geologia i hydrogeologia zlewni górnych dopływów Białej Łądeckiej” (Różycki *et al.* 1976), a od roku 1977 przez Polską Akademię Nauk w ramach międzyresortowego problemu I.16 „Geodynamika obszaru Polski”. Niżej artykuł oparty jest na opracowaniu wykonanym przez autora w roku 1979 na zlecenie Polskiej Akademii Nauk pod tytułem „Synklina Siennej na tle jednostek tektonicznych grupy górskiej Śnieżnika” (Don 1979).

TEKTONIKA WSCHODNIEJ CZĘŚCI STREFY SIENNEJ

Po wschodniej stronie łupków strefy Siennej najwyraźniej zaznacza się granica litologiczna z gnejsami elementu Śnieżnika (Kasza 1964). Jest ona w terenie stosunkowo łatwa do śledzenia i przebiega poprzez zachodnie zbocza Śnieżnika w kierunku NNE, a następnie w partii szczytowej Stromej (1166,8 m n.p.m.) oraz na północnych jej zboczach skręca stopniowo ku północy. W dolinie Kleśnicy jest ona poprzerwana i przesunięta wzdłuż strefy dyslokacyjnej Sienna—Stare Město w kierunku północno-zachodnim. Po stronie wschodniej granicy tej towarzyszy około 100-metrowej szerokości pas gnejsów typu śnieżnickiego, zwężający się stopniowo ku północy aż do całkowitego zaniku na południowych stokach doliny Kleśnicy (fig. 6), gdzie z łupkami serii strońskiej kontaktują bezpośrednio gnejsy typu przejściowego, stanowiące pośrednią odmianę między typowym gnejsiem śnieżnickim i gierałtowskim. Gnejsy typu śnieżnickiego o charakterze silnie aplitowym pojawiają się ponownie na północno-zachodnich zboczach Kleśnicy.

Po stronie zachodniej omawianej granicy litologicznej gnejsy kontaktują ostro z różnymi odmianami litologicznymi serii strońskiej. W rejonie szczytów Śnieżnika i Stromej są to jasne łupki kwarcytowe oraz łuszczkowe, dalej ku północy łupki łuszczkowe i grafitowe, natomiast w okolicy Kletna głównie wapień krystaliczny. Tak więc pokładowa intruzja magmy gnejsów śnieżnickich nie rozdzieliła — jak to przypuszczał Fischer (1936) — spągu serii strońskiej od jej podłoża, czyli według wspomnianego autora od gnejsów gierałtowskich, ale przecina mięszką serię strońską począwszy od jasnych kwarcytów, zaliczanych przez Vangerowa (1943) do części spągowej, aż po wapień krystaliczny, występujące w jej

stropie. Granica między obu kompleksami ma charakter pierwotny, a nie dyslokacyjny, na co zwrócił już uwagę Kasza (1964), badając odsłonięcia w partii szczytowej Stromej. Nie rozgranicza więc ona płaszczowiny Kłapača od płaszczowiny orlickiej, jak to sugerował Pauk (1953).

Na podstawie analizy intersekcyjnej szczegółowego zdjęcia geologicznego (fig. 6) można stwierdzić, że powierzchnia graniczna omawianych kompleksów zapada w kierunku wschodnim pod gnejsy, przy czym kąty jej zapadu zmieniają się w szerokim zakresie od około 40 do 50° na zachodnich zboczach Śnieżnika, do prawie pionowych na północnych zboczach Stromej i ponownie nachylonych w kierunku wschodnim lub północno-wschodnim na zboczach doliny Kleśnicy, gdzie analizę intersekcyjną utrudniają zaburzenia związane ze strefą dyslokacyjną Sienna—Stare Město, skośnie przebiegającą do jednostek regionalnych grupy górskiej Śnieżnika.

Pomiary biegu foliacji w łupkach serii strońskiej oraz zgnejsowania w seriach elementu Śnieżnika są zgodne lub prawie zgodne z przebiegiem opisanej granicy litologicznej. Zapad natomiast wspomnianych powierzchni planarnych jest bardzo zmienny i zwykle różni się od zapadu powierzchni litologicznej. Szczególnie wyraźnie widać to na północnych zboczach Stromej, gdzie powierzchnia litologiczna jest nieomal pionowa, a zapady foliacji względnie zgnejsowania wahają się w granicach od 25 do 65° (średnio 50°) w kierunku wschodnim.

Mierzone powierzchnie foliacji względnie zgnejsowania mają charakter złupkowania krystalizacyjnego, a częściowo kliważowego. Tną one opisywaną powierzchnię litologiczną ogólnie pod mniejszymi kątami zapadu. Jest to typowa współzależność dla skrzyd-

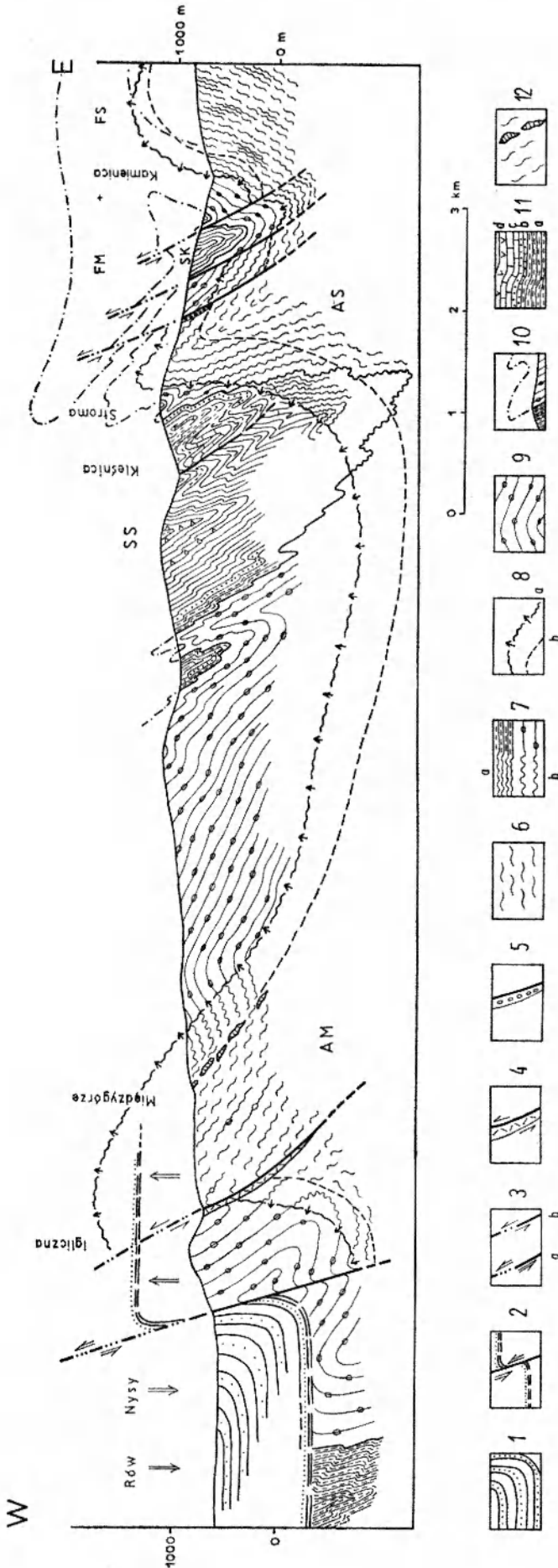


Fig. 7
Schematyczny przekrój geologiczny przez jednostki tektoniczne grupy górskiej Śnieżnika

1 — osady górnej kredy i wczesnej czwartej; 2 — plejstocen; 3 — paleozoiczne; 4 — rylonity; 5 — dolnokarbońskie (?) zlepienie i piaskowce z Kłima oraz wschodnie zbocze Śnieżnika (w rejonie Małego Lejaka); 6 — gnejsy „przejściowe” i miazgocyste gnejsy gierałtowskich w obrębie łupków serii srońskiej (a) i w obrębie gnejsów łupkowych (b); 7 — gnejsy „przejściowe” i miazgocyste gnejsy gierałtowskich (a) oraz związane z nimi gnejsy gierałtowskie (b); 8 — front miazgocysty i związane z nim gnejsy gierałtowskie (a) oraz związane z nimi gnejsy gierałtowskie (b); 9 — szkielety gnejsów łupkowych (a) i gnejsów łupkowych (b); 10 — szkielety gnejsów łupkowych (a) i gnejsów łupkowych (b); 11 — łupki „uprządniane” serii srońskiej (P₁₃-Cm₂); a — górnolupkowy, b — jasne kwarcyty, c — wapnienie krystaliczne (marmury), przychodzący kontakt z łupkami srońskiej (P₁₃-Cm₂); 12 — łupki amfibolowe; AM — antyklina Międzygórze; AS — antyklina Śnieżnika; FM, FS — antykliny Międzygórze i Suszy; SS — synklina Śnieżna; SK — synklina Kamienicy

Schematic geological cross-section through the tectonic units of the Snieznik Massif

1 — Upper Cretaceous of the Nysa-Kłodzka Graben; 2 — Pleistocene; 3 — Paleozoic; 4 — rhyolites; 5 — Lower Carboniferous (?) conglomerates and sandstones of Kłima and eastern slope of Śnieżnik Massif (vicinity of Mały Lejok); 6 — Gierałtów gneisses and mixed-type gneisses related to the miazgocystite front within the Srońskie Series (a) and Śnieżnik gneisses (b); 7 — miazgocystite and associated gneisses (a) and gneisses (b); 8 — main variety of the Śnieżnik gneisses; 9 — interbedded gneisses (a) and gneisses (b); 10 — main variety of the Śnieżnik gneisses; 11 — schists of the Srońskie Series (P₁₃-Cm₂); a — mainly mica schists, b — light quartzites, c — crystalline marbles; AM — amphibolite within the Międzygórze anticline; AS — Śnieżnik anticline; FM, FS — mushroom-shaped anticlinal fold of Miedzyczyrzce and Suszy; SS — Śnieżna syncline; SK — Kamienica syncline

ła odwróconego. Zależność ta w zasadzie potwierdza pogląd Fischera (1936) o synklijalnej budowie jednostki Siennej.

Bezpośrednio na południe od szczytu Stromej autor wykartował drugorzędny fałd wleczony (fig. 6 i 10), którego część zachodnia jest stosunkowo dobrze odsłonięta. Zanurzające się w kierunku południowym struktury lineacji roddingowej (L_2) wskazują na synklijalny charakter zatoki łupkowej i antyklijalny przegubu gnejsowego, co przemawia za podobnym układem regionalnych struktur tektonicznych i również potwierdza poprzedni wniosek o odwróconym charakterze opisywanego skrzydła.

Na południe od grzbietowej partii Śnieżnika granica między łupkami serii strońskiej a gnejsami opada w kierunku południowym niemal prostolinijnie w dół po stromym zboczu górnej części doliny Morawy, co intersekcyjnie tłumaczy się niemal pionowym jej zapadaniem. Podobnie jak po stronie polskiej z gnejsami graniczą tu różne odmiany litologiczne serii strońskiej, przy czym w górnych partiach doliny są to głównie jasne kwarcyty i łupki łuszczkowe, natomiast w dolnych partiach koło wsi Dolni Morava również marmury.

Jeśli strefa łupków Siennej ma budowę synklijalną, to ograniczające ją bezpośrednio od wschodu gnejsy elementu Śnieżnika powinny występować w formie antyklijalnej. Element ten nie ma prostej budowy. W jego obrębie, w dolinie Kamienicy oraz na północno-wschodnich zboczach Śnieżnika, Płaczki (958,1 m n.p.m.) i Porąbka (898,0 m n.p.m.) występuje wykartowana przez Kaszę (1957, 1964) stosunkowo wąska strefa synklijalnie zafałdowanych łupków serii strońskiej. Oddziela ona gnejsy masywu Śnieżnika od gnejsów masywu Młyńska, w związku z czym masywy te wydzielono w odrębne jednostki tektoniczne (Teisseyre 1973, 1975).

Występujące między łupkami strefy Siennej a łupkami Kamienicy gnejsy jednostki Śnieżnika (Frąckiewicz, Teisseyre 1977) tworzą pas wychodni zwięzający się ku północy. Jak wykazały prace kartograficzne autora, wewnętrzny układ odmian litologicznych w obrębie jednostki tej jest symetryczny (fig. 1 i 6). Na zewnątrz wzdłuż kontaktów z łupkami serii strońskiej obu stref występują gnejsy typu śnieżnickiego, przechodzące stopniowo do środka w gnejsy przejściowe, dominujące w omawianej jednostce. W południowej części, w maksymalnym jej rozszerzeniu, pojawiają się w strefie osiowej na wschodnich zbo-

czach Śnieżnika wychodnie gnejsów migmatycznych typu gieraltowskiego (Kasza 1964), zanikające ku północy. Przedstawiony układ odmian gnejsowych w elemencie Śnieżnika jest więc podobny jak w elemencie Międzygórze, którego antyklijalna forma nie budzi dotychczas zastrzeżeń (Fischer 1936; Bederke 1943; Don 1964; Frąckiewicz, Teisseyre 1977).

Jak już wspomniano poprzednio, po stronie północno-wschodniej w górnej części doliny Kamienicy gnejsom antykliny Śnieżnika towarzyszy wąska strefa łupków łuszczkowych i erlanów (J. Teisseyre 1961) serii strońskiej. Różne odmiany litologiczne tej serii kontaktują ostro po stronie zachodniej z gnejsami śnieżnickimi opisanej antykliny. Gnejsy te otaczają wyklinowujące się w kierunku południowym łupki strefy Kamienicy i towarzyszą im również po stronie wschodniej (fig. 1), a ku północy łączą się z gnejsami masywu Młyńska. Zanurzające się w kierunku północnym struktury lineacji roddingowej (L_2) wskazują na synklijalny charakter występowania łupków strefy Kamienicy. Na południowych zboczach Młyńska łupki strefy Kamienicy wraz z gnejsami Młyńska są poprzecznie sfałdowane (fałd F_3 o kierunku osi NW-SE), a następnie w dolinie Kleśnicy obcięte uskokiem o kierunku NWW-SEE i pojawiają się ponownie po jego północnej stronie na zboczach doliny Czarnej Wody koło Janowej Góry i Siennej (fig. 1). Ograniczone są tam od zachodu gnejsami zanurzającej się ku północy antykliny Śnieżnika, a od wschodu gnejsami masywu Młyńska (Watycha 1949), którego tektonika jest dotychczas bardzo słabo poznana. Ku północy łupki strefy Kamienicy łączą się z rozległą strefą wychodni łupków synklinorium Krowiarek i Stronia Śląskiego oraz z łupkami strefy Siennej, co przedstawiono na załączonej mapie przeglądowej (fig. 1). Interpretacja geologiczna tej mapy skłania do rewizji dotychczasowych przekrojów geologicznych, kreślonych przez jednostki tektoniczne grupy górskiej Śnieżnika na linii Międzygórze-Kamienica (Kasza 1964; Oberc 1957, 1972; Teisseyre 1973, 1975, 1980), na których gnejsy masywu Śnieżnika i Młyńska tworzą odrębne poziomy i są sfałdowane synklijalnie wraz z rozdzielającymi je łupkami strefy Kamienicy i podścielającymi je łupkami strefy Siennej. Mając na uwadze słabo dotychczas rozpoznaną tektonikę gnejsów masywu Młyńska, autor przedstawił wstępnie schematyczny przekrój geologiczny przez omawiane jednostki tektoniczne, uwzględniający wyniki aktualnych badań strukturalnych (fig. 7).

TEKTONIKA ZACHODNIEJ CZĘŚCI STREFY SIENNEJ

Po zachodniej stronie strefy łupków Siennej, podobnie jak po stronie wschodniej, najwyraźniejszą granicę litologiczną tworzy powierzchnia kontaktowa

z gnejsami masywu Międzygórze (fig. 1). Granica ta jest na całej długości ostra (Frąckiewicz, Teisseyre 1977), a w dużych odsłonięciach na północnych zbo-

czach doliny Wilczki stwierdzony został jej intruzywny charakter (Kozłowska, *vide* Smulikowski 1957). Z różnymi odmianami litologicznymi serii strońskiej graniczą wzdłuż niej gnejsy śnieżnickie o aplitowym charakterze facji brzeżnej, tworzące ciągły pas o szerokości od 200 do 500 m i przechodzące stopniowo w gnejsy grubooczkowe wschodniego skrzydła antyklinalnego masywu Międzygórze ze strefą wychodni o szerokości od 2 do 3 km (Frąckiewicz, Teisseyre 1977). Dalej ku zachodowi zazębiają się one poprzez południkowo wydłużoną strefę gnejsów przejściowych i mieszanych (Teisseyre 1957b; W. Smulikowski 1959; Don 1969, 1982) z migmatycznymi gnejsami typu gieraltowskiego, dominującymi w osiowej partii tego masywu (Bederke 1943).

Analiza intersekcyjna szczegółowego zdjęcia geologicznego wskazuje, że powierzchnia kontaktowa aplitowych gnejsów śnieżnickich z łupkami serii strońskiej zapada stromo pod kątem około 60° w kie-

runku wschodnim. Z regionalnego obrazu kartograficznego wynika (fig. 1), że łączy się ona pod łupkami strefy Siennej z powierzchnią kontaktową gnejsów po wschodniej stronie omawianej strefy, tworząc stosunkowo prostą formę fałdową o charakterze obalanej ku zachodowi synkliny. Taką formę geometryczną (fig. 2) przypisywali omawianej jednostce już Fischer (1936) i Bederke (1943). O wtórnym sfałdowaniu powierzchni kontaktowej gnejsów z łupkami strefy Siennej świadczy — oprócz opisanego fałdu Stromej — duży fałd ciągniony, wykartowany przez Teisseyre'a (1957b) po zachodniej stronie strefy Siennej na zboczach doliny Wilczki. Podobnie jak po stronie wschodniej, jego zatoka łupkowa jest interpretowana jako synklina, a przegub gnejsowy jako antyklina (Teisseyre 1980). Zgodnie z osiami tych fałdów są wydłużone struktury linijne typu roddingowego, świadczące o fałdowaniu powierzchni kontaktowej w drugim etapie deformacji (F_2).

TEKTONIKA ŁUPKÓW WYPEŁNIAJĄCYCH SYNKLINĘ SIENNEJ

W odróżnieniu od stosunkowo prostej formy fałdowej, jaką tworzy powierzchnia kontaktowa gnejsów śnieżnickich z łupkami serii strońskiej, oraz prostej makrobudowy antyklinalnych masywów gnejsowych łupki synklinalnej strefy Siennej cechuje bardzo skomplikowana i trudna do rozszyfrowania tektonika wewnętrzna. Brak jest bowiem dostatecznie rozległych horyzontów litologicznych o charakterze przewodnim, które umożliwiłyby odtworzenie geometrycznych form przestrzennych oraz stylu deformacji makroskopowych wewnętrznych struktur tektonicznych (fig. 6). Równocześnie w odsłonięciach łupków serii strońskiej obserwuje się znacznie bogatszy inwentarz mezostruktur niż w gnejsach. Ze względu na ich zmienną morfologię i orientację przestrzenną oraz duży rozrzut w zapadach osi trudno je wzajemnie korelować i nie zawsze mieszczą się one w wyodrębnionych dotychczas pięciu etapach deformacji (F_1 do F_5) serii skalnych metamorfiku grupy górskiej Śnieżnika (Teisseyre 1973, 1980).

W strefie Siennej dominują wyraźnie łupki łuszczycowe i paragnejsy, soczewkowo poprętykane różnymi nieregularnie rozmieszczonymi wtrąceniami. Soczewki marmurów koncentrują się asymetrycznie w północno-wschodniej części tej strefy, głównie w dolinie Kleśnicy, łupki grafitowe i kwarcytowo-grafitowe — podobnie jak i łupki amfibolitowe — rozproszone są nieregularnie, natomiast częściowo symetryczny układ wykazują jasne łupki kwarcytowe, grupujące się w partii południowej na skrzydłach w pobliżu obu granic z masywami gnejsowymi.

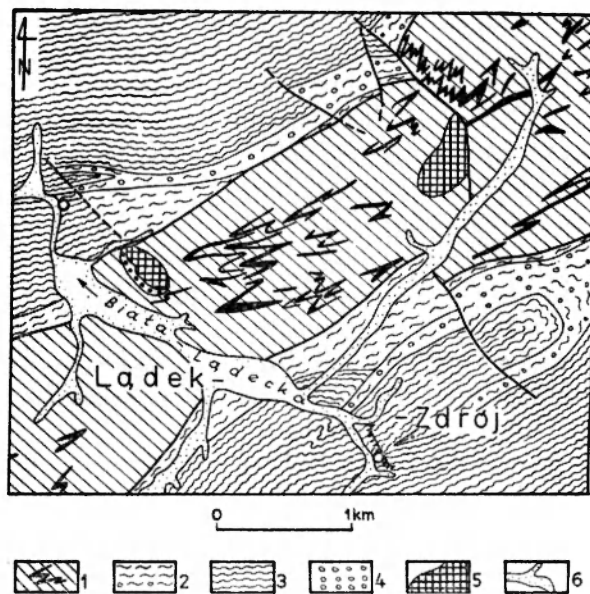


Fig. 8

Wycinek zgeneralizowanej mapy geologicznej okolic Lądka Zdroju (według Finckha i Fischera 1938)

- 1 — łupki łuszczycowe suprakrustalnej serii strońskiej z wkładkami kwarcytów, kwarcytów grafitowych, wapieni krystalicznych i łupków amfibolitowych;
- 2 — Śnieżnik gnejsy, partiami grubooczkowe; 3 — Gieraltów gnejsy;
- 4 — plioceńskie(?) żwirny rzeki Białej Lądeckiej; 5 — bazalty (popliocieńskie?);
- 6 — aluwia

Fragment of generalized geological map of Lądek Zdrój district (after Finckh and Fischer 1938)

- 1 — mica schists of the supracrustal Stronie Series, including interlayers of quartzites, graphitic quartzites, crystalline limestones, and amphibolitic schists;
- 2 — Śnieżnik gneisses, partly of coarse-augen type; 3 — Gieraltów gneisses;
- 4 — Pliocene (?) gravels of Biała Lądecka river; 5 — basalts (post-Pliocene?);
- 6 — Recent alluvium

Biegi foliacji układają się najczęściej zgodnie z przebiegiem granic litologicznych, natomiast bardzo duży rozrzut obserwuje się w zapadach, wśród których dominuje nachylenie w kierunku wschodnim. Ten duży rozrzut pomiarów zapadu foliacji kontrastuje ze stosunkowo prostym przebiegiem granic strefy łupków Siennej z otaczającymi gnejsami i świadczy o bardzo silnym wewnętrznym sfałdowaniu utworów serii strońskiej. Podobne stosunki obserwuje się w synformie Łądka (Finckh, Fischer 1938), ograniczonej gnejsowymi masywami Radochowa i Gierałtowa (fig. 8).

Styl tektoniki łupków serii strońskiej ujawniają liczne makrofałdy, wykartowane na podstawie wychodni różnych odmian litologicznych, szczególnie marmurów, jasnych kwarcytów i łupków amfibolityowych. Fałdy te są zazwyczaj silnie ściśnięte, często monoklinalne. Ich osie południkowo wydłużone są niekiedy poziome, choć zwykle zanurzają się na zewnątrz od poprzecznej elewacji Międzygórze—Velke Vrbno (Kasza 1964) pod zmiennym kątem, średnio od 5 do 20°, ale po jednej, jak i po drugiej stronie tej elewacji obserwuje się również osie skierowane przeciwnie.

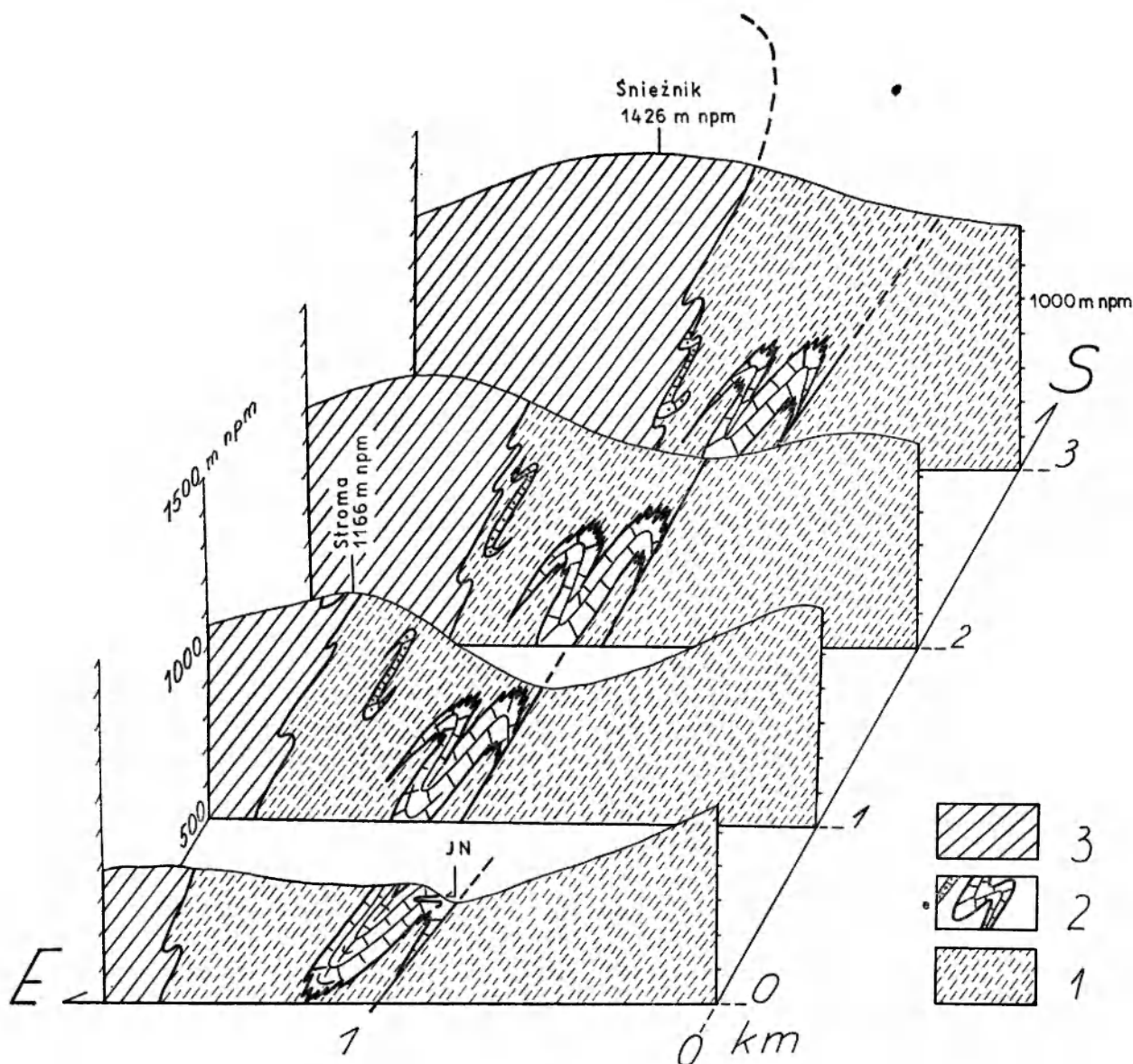


Fig. 9

Schematyczne przekroje geologiczne przez górną część doliny Klešnicy, ustawione w układzie blokdiagramu

1 — łupki suprakrustalnej serii strońskiej; 2 — wapień krystaliczne (marmury) oraz erlany (szrafura kropkowa); 3 — gnejsy antykliny Śnieżnika; JN — Jaskinia Niedźwiedzia

Schematic geological cross-sections through the upper part of Klešnica river valley, arranged in the form of block diagram

1 — schists of the supracrustal Stroeń Series; 2 — crystalline limestones (marbles) and erlans (dotted pattern); 3 — gneisses of the Śnieżnik anticline; JN — Jaskinia Niedźwiedzia (cave)

Na podstawie analizy wykonanego zdjęcia geologicznego (fig. 6) oraz obserwacji strukturalnych autor przypuszcza, że południkowo wydłużone wychodnie wapieni krystalicznych w dolinie Kleśnicy, do 220 m szerokie, stanowią fragmenty silnie ściśniętych monoklinalnych fałdów obalonych w kierunku zachodnim, z zapadami średnio 50° ku E. Antyklinalne przeguby tych fałdów zamykają się w okolicy Jaskini Niedźwiedziej na wysokości do 960 m npm. Zarówno w kierunku południowym, jak i północnym wychodnie ich zanikają na zboczach doliny Kleśnicy w obrębie łupków serii strońskiej i nie przechodzą przez ograniczające dolinę grzbiety wododziałowe (fig. 9). Z przebiegu lineacji roddingowej wynika, że przeguby fałdów z wapieniami zanurzają się tunelowo w łupkach serii strońskiej ku S i ku N na zewnątrz od poprzecznej elewacji Międzygórze—Vrbno (Kasza 1964). Są one erozyjnie nacięte ponownie w dolinie Morawy (Tvarožne diry, Paceltova jaskyne) na wysokości około 860 m npm. oraz w dolinie Czarnej Wody koło Siennej na wysokości 820 m npm. Prowadzonymi w latach pięćdziesiątych robotami górniczymi stwierdzono podobno pod strefą wododziałową ciągłość marmurów między dolinami Kleśnicy i Czarnej Wody. Sądząc po wielkości hałd z tego okresu wiarygodność tych relacji jest dość prawdopodobna.

Marmury w dolinie Kleśnicy są silnie skrasowiałe (Jaskinia Niedźwiedzia). Jeszcze silniej skrasowiałe są

marmury doliny Morawy (Tvarožne diry i Paceltova jaskyne — odległe od Jaskini Niedźwiedziej około 5,5 km), a wychodniom ich towarzyszą intensywne wywierzyska i liczne źródła. Nie jest więc wykluczone, że pod masywem Śnieżnika rozwinął się wzdłuż tych marmurów drożny system krasowy, co tłumaczyłoby zarówno nie wyjaśniony dotąd kierunek ucieczki wody z Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie, jak i dodatni bilans wodny doliny Morawy (inf. ustna E. Madery). Za istnieniem wspomnianego systemu krasowego przemawia również hydrograficzna asymetria górnej części doliny Kleśnicy, z mokrym zboczem zachodnim i stosunkowo suchym — przypuszczalnie podziemnie zdrenowanym — zboczem wschodnim, na co w rozmowie zwróciła uwagę B. Mroczkowska. Wspomniana ucieczka wody ze zlewni Kleśnicy możliwa jest również wzdłuż diagonalnego uskoku Sienna—Kletno—Stare Město (fig. 1).

Jak wynika z przytoczonych dotychczas opisów, utwory serii strońskiej w strefie Siennej były przed rozwojem obecnej formy synklinalnej już silnie sfałdowane w struktury leżące. Tektonika ich ma więc charakter poligeniczny. W tej sytuacji istnieją duże trudności w ustaleniu zarówno następstwa stratyfikacji, jak i spągu oraz stropu opisywanej serii. Z tych też powodów należy zamiast o synklinie mówić raczej o synformie Siennej.

KORELACJA ROZWOJU GNEJSÓW Z ETAPAMI DEFORMACJI METAMORFIKU ŚNIEŻNIKA

Serie infrakrystalne metamorfiku Śnieżnika, czyli wspomniane wcześniej obie odmiany gnejsów, są młodsze od łupków suprakrystalnej serii strońskiej. Intrudowały bowiem w nie lub rozwinęły się z nich w wyniku progresywnych przeobrażeń, które w partiach korzeniowych tektogenu osiągnęły stadium ultrametamorfozy w głębokiej facji amfibolitowej. W procesie tych przeobrażeń osady serii strońskiej musiały przejść przez kolejne stadia metamorfozy epizonalnej, której towarzyszą charakterystyczne zjawiska deformacji, odmienne w stylu od deformacji w głębszych poziomach przeobrażeń („Phyllittektonik” w odróżnieniu od „Gneistektonik” w literaturze niemieckiej — Peach 1977; Schroeder 1977).

Przypuszczenie, że łupki serii strońskiej musiały być już sfałdowane, i to intensywnie, przed rozwojem gnejsów metamorfiku Śnieżnika, potwierdzają poprzednio opisane obserwacje. Wynika z nich duży kontrast między skomplikowaną budową wewnętrzną synformy Siennej a stosunkowo prostą budową otaczających masywów gnejsowych. Kontrast ten tylko częściowo można tłumaczyć różnicą kompetencji fałdowanych serii skalnych, ponieważ powierzchnia gra-

niczna gnejsów śnieżnickich ma charakter pierwotnego kontaktu intruzywnego i na obu skrzydłach synformy Siennej oraz synformy Kamienicy ścina różne poziomy litologiczne sfałdowanej uprzednio serii strońskiej. Intrudująca magma śnieżnicka wykorzystwała, powstałe podczas fałdowania łupków serii strońskiej, powierzchnie foliacji zgodne z powierzchniami osiowymi tych fałdów. Stąd też rozciągłość granic litologicznych gnejsów jest zgodna z pomiarami biegów foliacji w łupkach przy równocześnie słabszym sfałdowaniu powierzchni granicznej gnejsów śnieżnickich w stosunku do intensywnego sfałdowania, jakie obserwuje się w łupkach serii strońskiej (fig. 8 i 10).

Odształcenia, związane z pierwszym etapem deformacji (F_1) w łupkach serii strońskiej, korelowane były dotychczas w pracach strukturalnych dotyczących metamorfiku Śnieżnika z odształceniami pierwszego etapu deformacji (F_1), zarejestrowanymi w gnejsach śnieżnickich (Teisseyre 1968, 1973, 1975; Oberc 1972; Don 1972; Wojciechowska 1980). Analiza szczegółowej mapy geologicznej południowej części metamorfiku Śnieżnika (fig. 6), połączona z obserwacjami mezostrukturalnymi, skłania autora do zakwestionowa-

nia takiej korelacji. Przytoczone obserwacje wskazują bowiem, że intruzja śnieżnicka poprzedzona była w najprostszym przypadku jedną, a być może kilkoma deformacjami suprakrystalnej serii strońskiej. Taki wniosek wynika również z analizy szczegółowej mapy geologicznej synformy Ładka (fig. 8), na której skomplikowany styl tektoniki łupków serii strońskiej odbiega znacznie od stosunkowo prostego układu serii skalnych w otaczających masywach gnejsowych Radochowa i Gierałtowa. Granice gnejsów śnieżnickich z łupkami serii strońskiej są tam wydłużone w kierunku SW-NE (zgodnie z powierzchniami osiowymi silnie zwięzonych fałdów w obrębie łupków łuszczycowych przeławianych marmurami, łupkami kwarcytowo-grafitowymi oraz amfibolitowymi) i ścinają ich południkowo wydłużone obwiednie.

W odróżnieniu od skomplikowanej tektoniki serii strońskiej powierzchnia graniczna gnejsów śnieżnickich z tą serią jest zdeformowana stosunkowo prosto w duże struktury fałdowe, z którymi związane są jedynie nieliczne fałdy ciągnięte, podobne do fałdów wykartowanych i opisanych w dolinie Wilczki na wschód od Międzygórza (Teisseyre 1957b) oraz w partii grzbietowej Stromej. Fałdom tym towarzyszy złupkowanie i zgnejsowanie oraz lineacja roddingowa, widoczna szczególnie dobrze w gnejsach śnieżnickich. Zostały one przez Teisseyre'a (1975, 1980) zaliczone do drugiego etapu deformacji ($F_2 - S_2 = L_2$). Ponieważ ilość deformacji wcześniejszych nie jest na obecnym etapie badań ostatecznie rozpoznana, autor pozostał przy dotychczas stosowanej „chronologii strukturalnej”, zaproponowanej przez Teisseyre'a (1973) oraz Wojciechowską (1972), i zaliczył do pierwszego etapu (F_1) wszystkie deformacje przedgnejsowe.

Z wyjątkiem gnejsów gierałtowskich lineacja roddingowa (L_2) jest dobrze rozwinięta na całym obszarze metamorfiku Śnieżnika. Ma ona kierunek południkowy i już Kolbl (1927) wiązał ją z płaszczowinami przemieszczanymi w kierunku wschodnim.

Sposób rozwoju lineacji roddingowej (L_2) można obserwować w dobrze odsłoniętej strefie gnejsów przejściowych i mieszanych Międzygórza (Teisseyre 1957b, 1973, 1980; Don 1969, 1977b, 1982). Grubooczkowe gnejsy śnieżnickie zająbiają się tam palczasto z migmatycznymi gnejsami gierałtowskimi. Strefa gnejsów przejściowych jest stosunkowo wąska (około 300 m) i wydłużona południkowo (fig. 1 i 7). Rozgranicza ona gnejsy gierałtowskie jądrowej partii antyklinalnego masywu Międzygórza od gnejsów śnieżnickich skrzydła wschodniego, a równocześnie ścina niezgodnie zarejestrowane w nich struktury fałdowe (Don 1969). Między palczasto zająbiającymi się gnejsami śnieżnickimi i gierałtowskimi tej strefy istnieją stopniowe przejścia o charakterze wtórnym w sto-

sunku do gnejsów śnieżnickich. Związane są one z rozlaminowaniem pierwotnych granitów porfirowatych na granicach przemieszczanych poziomo ławic. Kilkucentymetrowe, bezładnie rozrzucone porfiroblasty mikroklinowe słabo tektonicznie zdeformowanych wewnętrznych partii ławic ulegają w kierunku na zewnątrz stopniowo nasilającej się dynamicznej mylonityzacji i rozwałcowaniu w podłużne wrzeciona i przechodzą w grubooczkowo-słojowe gnejsy śnieżnickie z silnie rozwiniętą lineacją roddingową (L_2). Przy dalszym posunięciu procesu deformacji wrzeciona skaleniowe są coraz silniej spłaszczane w jasne laminy, oddzielone ciemniejszymi smugami łuszczycowymi i stopniowo przechodzą w drobnoziarniste gnejsy warstwowe (Teisseyre 1980, fig. 5), w których coraz wyraźniej zacieśnia się lineacja roddingowa (L_2). Często w obrębie tych gnejsów pojawiają się zrazu słabe, a potem coraz intensywniejsze odkształcenia plastyczne lamin, przechodzące w fałdki typu similar o dużej dewiacji osiowej, którym w poziomych powierzchniach osiowych towarzyszy lineacja biotytowa, związana z postdeformacyjną rekryształizacją uplastycznionych stref międzyławicowych (Don 1977b, 1982). Są to już typowe gnejsy gierałtowskie (W. Smulikowski 1959). Wspomniana lineacja biotytowa ma kierunek stały i jest również widoczna w przyległych częściach ławic gnejsów śnieżnickich, gdzie nakłada się niezgodnie (fig. 11) na często wyraźnie zrotowaną lineację roddingową (Teisseyre 1980, Pl. V, fot. 1). Opisane fałdki typu similar, jako młodsze od lineacji roddingowej L_2 , wraz z towarzyszącą im lineacją biotytową autor

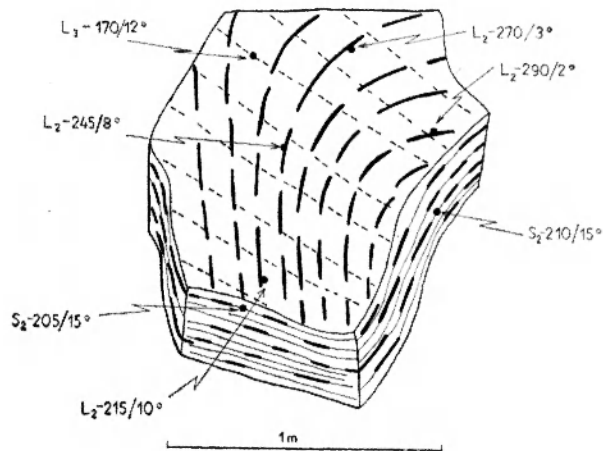


Fig. 11

Szkic ilustrujący stosunek lineacji biotytowej (L_3) do lineacji roddingowej (skala „Baszta” w Międzygórzu) — porównaj również fotografię w pracy Teisseyre’a 1980 (Pl. V, fot. 1)

Graphical scheme to illustrate the relationship of biotite lineation (L_3) to rodding lineation (locality: the crag “Baszta” in Międzygórze). Compare also with the photograph in Teisseyre 1980 (Pl.V, phot. 1)

(Don 1977b, 1982) zaliczył do trzeciego etapu deformacji (F_3).

Podobne zjawiska występują w strefie kontaktowej gnejsów masywu Radochowa (Don 1977a), gdzie na struktury roddingowe L_2 gnejsów śnieżnickich, reliktowo zachowanych w obrębie gnejsów gierałtowskich i wtórnie plastycznie pofałdowanych oraz w różnym stopniu zrotowanych, nałożyła się jednolicie zorientowana lineacja biotytowa L_3 , rozwinięta w powierzchniach osiowych F_3 . W silnie zmigmatyzowanych odmianach gnejsów gierałtowskich lineacja roddingowa L_2 zanika zupełnie na korzyść rekrystalizacyjnej lineacji biotytowej F_3 .

Opisany proces dynamicznego tworzenia się lineacji roddingowej L_2 w gnejsach śnieżnickich i łupkach serii strońskiej, poprzedzający rozwój gnejsów gierałtowskich, odbywał się przypuszczalnie w strefie nasunięć płaszczowinowych (efekt termiczny połączonej z rekrystalizacją) i związany był najprawdopodobniej z nasuwaniem się Sudetów Środkowych wraz z masywem moldanubskim na strefę morawsko-śląską (Suess 1912), w obrębie której w dolnym dewonie

rozpoczęło się formowanie waryscyjskiej geosynkliny Sudetów Wschodnich. Wiek izotopowy biotytów z gnejsów gierałtowskich okolic Nowej Wsi koło Międzygórzia określono metodą K—Ar na 382 i 384 mln lat (Bakun-Czubarow 1968).

Przedstawiona analiza obserwacji mezostrukturalnych przemawia za związkiem gnejsów śnieżnickich i gierałtowskich z różnymi, czasowo odległymi cyklami rozwojowymi metamorfiku Śnieżnika. Pierwsze z nich intrudowały w formie magmy granitowej przypuszczalnie w następstwie fazy sardyjskiej (F_1), a zgnejsowaniu uległy dopiero podczas fałdowania płaszczowinowego w etapie tektogenezy młodokaledońskiej ($F_2 \rightarrow$), zakończonej poprzecznym fałdowaniem płaszczowin ($\rightarrow F_3$), któremu w etapie orogenicznym towarzyszył rozwój metasomatycznych gnejsów gierałtowskich w partiach korzeniowych orogenu. Wyniki te potwierdzają, sugerowane wcześniej przez autora, następstwo serii infrakrystalnych w metamorfiku Śnieżnika (Don 1963, 1964), wywnioskowane głównie na podstawie przestrzennego ich rozmieszczenia oraz na podstawie analizy map geologicznych.

TEKTONIKA BLOKOWA

Regionalne struktury fałdowe (fig. 1 i 7), utworzone głównie podczas orogenezy młodokaledońskiej ($F_2 \rightarrow F_3$), naruszone zostały powierzchniami nieciągłości o charakterze nasunięć i uskoków. W stosunku do wydłużonych południkowo fałdów grupy górskiej Śnieżnika są one diagonalne oraz poprzeczne i zbiegają się w strefie środkowego odcinka doliny Kleśnicy, na północ od Jaskini Niedźwiedziej, tworząc na odcinku jednego kilometra skomplikowany węzeł tektoniczny (fig. 6). Powierzchnie te stanowiły drogi dopływu dla substancji mineralizujących, którymi szczególnie silnie zostały okruszczowane, porozrywane w tej części doliny, soczewki wapienia (Banaś 1965). Strefy okruszczowania były eksploatowane górniczo, o czym świadczą liczne wyrobiska węgłne oraz hałdy na zboczach doliny Kleśnicy.

Opisywane dysjunkcje należą do dwóch różnowiekowych systemów, przy czym starszy z nich reprezentują nasunięcia o przebiegu SSE—NNW, a młodsze — uskoki wydłużone głównie równoleżnikowo.

W dłuższej i kilkaset metrów szerokiej strefie, biegnącej od granicy państwowej wzdłuż wschodnich zboczy Śnieżnika i Stromej (fig. 6), stwierdzono nasunięcia, które oddzielają szczyty Płaczki (958,1 m n.p.m.) i Porąbka (898 m n.p.m.) od Śnieżnika i Stromej. Następnie nasunięcia przecinają Kleśnicę i wchodzą na jej zachodnie zbocza, gdzie stwierdzone zostały w licznych wyrobiskach górniczych (Kasza 1964 —

fig. 2), obecnie zarzuconych. Przemieszczenia serii skalnych skierowane były ku SWW wzdłuż powierzchni zapadających średnio pod kątem 50° ku NNE. Z analizy intersekcyjnej załączonej mapy geologicznej (fig. 6) wynika, że kolejne ku NNE powierzchnie nasunięć są coraz bardziej strome, a skrajna spośród nich ma już charakter uskoku. Wydaje się ponadto, że w kierunku SSE wzrasta nachylenie pozostałych powierzchni. Do najciekawszych odkryć związanych z opisywaną strefą należą niezmetamorfizowane zlepieńce (Kasza 1964) i piaskowce (Przeniosło, Sylwestrzak 1971), stwierdzone pod skrajnie zachodnią dyslokacją w odległych od siebie o 4 km wyrobiskach górniczych (fig. 6). W części północnej osadziły się one na łupkach łyszczkowych i łyszczkowo-grafitowych, natomiast po północno-wschodniej stronie Śnieżnika zaklinowane zostały w rozwartych szczelinach w obrębie gnejsów przejściowych, zbliżonych do gierałtowskich. W północnym wystąpieniu w zlepieńcach dominują otoczaki jasnych i ciemnoszarych kwarcytów, porfirów i keratofirów, gnejsów aplitowych, kwarcu żyłowego, kwarcytów grafitowych, łupków krzemionkowych oraz łupków ilastych, tkwiących w spoiwie piaszczystym. Przeważają więc w nich otoczaki obce w stosunku do metamorficznego podłoża zlepieńców, co wraz z dobrym ich obtoczeniem wskazuje na daleki transport spoza obszaru Śnieżnika (Kasza 1964). W południowych natomiast wystą-

pieniach wśród otoczków dominuje wyraźnie materiał miejscowy, tylko częściowo dobrze obtoczony (Przeniosło, Sylwestrzak 1971). Wiek tych osadów nie jest dotychczas paleontologicznie określony. Na podstawie porównań regionalnych zalicza się je umownie do górnego dewonu lub dolnego karbonu.

Strefa opisanych nasunięć jest pocięta i poprzysuwana uskokiemi równoleżnikowymi lub o przebiegu NE-SW (fig. 6). Przemieszczenia na nich są zazwyczaj nieduże, ale przebieg ich znaczą w morfologii wyraźne załamania zboczy, linijsnie wydłużone podcięcia oraz szeregowo występujące źródła i błoki. Uskokom tym towarzyszą często żyły kwarcowe i kwarcowo-fluorytowe, zwykle wtórnie zbrekcionowane. Uskoki te związane są przypuszczalnie z późnowarwicyjskimi przemieszczeniami blokowymi. Nastąpił po nich długi

okres spokoju tektonicznego, trwający aż do dolnej kredy włącznie. W tym czasie masyw Śnieżnika został całkowicie zrównany, a następnie w cenomanie i turonie objęty transgresją morza górnokredowego. Późniejsza aktywizacja tektoniczna rozpoczęła się po turonie wielkopromiennym wypiętrzaniem Gór Orlickich i Bystrzyckich oraz masywu Śnieżnika (fig. 3). W osi tej struktury utworzył się potężny rów zapadliskowy, odgraniczony od masywu Śnieżnika uskokiemi brzeżnymi o zrzucie przekraczającym 1200 m (B. J. Donowicz 1960).

O młodszych i współczesnych ruchach blokowych, skokowo wypiętrzających masyw Śnieżnika, świadczą liczne powierzchnie zrównania (Walczak 1968) oraz tworzące się wzdłuż brzeżnej krawędzi rowu Nysy rozległe stożki napływowe i usypiskowe.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

1. Analiza szczegółowej mapy geologicznej grupy górskiej Śnieżnika (fig. 6) oraz obserwacje mezostrukturalne wskazują na odwrócony charakter serii skalnych wschodniego skrzydła strefy Siennej i przemawiają za synklinalną formą występowania łupków tej strefy oraz antyklinalną formą gnejsów elementu Śnieżnika (fig. 10). Gnejsy te zanurzają się ku północy pod łupki serii strońskiej, a pod strefą Siennej łączą się najprawdopodobniej z gnejsami antyklinalnego elementu Międzygórze (fig. 7). Nie wchodzi one więc w skład odrębnej płaszczowiny orlickiej (fig. 3), podścielonej — według Pauka (1953) — łupkami płaszczowiny Kłapača (Trójmorskiego Wierchu — 1145,5 m n.p.m.)

2. Wewnętrzna budowa obu antyklinalnych masywów gnejsowych towarzyszących strefie Siennej jest stosunkowo prosta (fig. 7). Na ich skrzydłach występują oczkowe gnejsy śnieżnickie, graniczące poprzez odmiany aplitowe wzdłuż ostrych powierzchni kontaktowych o charakterze intruzywnym z różnymi poziomami litologicznymi serii strońskiej. W strefach jądrowych natomiast pojawiają się migmatyczne gnejsy gierałtowskie, otoczone na zewnątrz szerokimi strefami gnejsów mieszanych i przejściowych o cechach pośrednich.

3. Wewnętrzna budowa łupków strefy Siennej jest bardzo skomplikowana i ze względu na brak rozległych horyzontów przewodnich trudna do kartograficznego odwzorowania. Stwierdzono szereg silnie ściśniętych, izoklinalnych makrofałdów o osiach południkowych. Autor przypuszcza, że sfałdowane w ten sposób wapienie krystaliczne doliny Kleśnicy łączą się tunelowo (fig. 9) pod łupkami łuszczycowymi grzbietowej partii południowo-zachodnich zboczy

Śnieżnika (1426 m n.p.m.) z podobnie sfałdowanymi wapieniami doliny Morawy, a ku północnemu-zachodowi z wapieniami erozyjnie naciętymi w dolinie Czarnej Wody koło Janowej Góry i Siennej. W łupkach serii strońskiej strefy Siennej zarejestrowany jest znacznie bogatszy i bardziej urozmaicony inwentarz mezostruktur, niż w otaczających masywach gnejsowych (fig. 9). Ze względu na ich bardzo zmienną morfologię oraz orientację przestrzenną struktury te są trudne do klasyfikacji i wzajemnej korelacji. Autor przypuszcza, że zaproponowana przez Teisseyre'a (1973) pięcioetapowa „chronologia strukturalna” metamorfiku Śnieżnika, oparta głównie na analizie mezostruktur gnejsów antyklinalnego elementu Międzygórze, nie ujmuje całego bogactwa struktur deformacyjnych, którym uległy utwory suprakrystalnej serii strońskiej w trakcie procesów progresywnej metamorfozy epi- i mezozonalnej jeszcze przed rozwojem gnejsów. Stąd pierwsza deformacja zarejestrowana w gnejsach (F_1) nie może odpowiadać pierwszej deformacji w łupkach serii strońskiej (F_1), jak to dotychczas przyjmowano.

4. Różnice w charakterze deformacji głównych kompleksów litologicznych metamorfiku Śnieżnika oddaje najlepiej analiza powierzchni granicznej między łupkami serii strońskiej a gnejsami śnieżnickimi (fig. 6 i 9). Granica ta jest bardzo wyraźna, ostra i kartograficznie pewna w odwzorowaniu. Wartość jej dla analizy strukturalnej jest w pewnym zakresie podobna do przewodniego horyzontu litologicznego. Wspomniana powierzchnia graniczna ma po obu stronach synkliny Siennej charakter pierwotny, przebieg jej jest zgodny z biegiem foliacji, ale po upadzie ścina ona różne horyzonty litologiczne serii strońskiej,

począwszy od partii spągowych (jasne kwarcyty), aż po partie stropowe (wapienie krystaliczne i erlany). W odróżnieniu od skomplikowanej tektoniki serii strońskiej powierzchnia ta jest zdeformowana stosunkowo prosto; tworzy duże struktury fałdowe (synkliny i antykliny), z którymi związane są jedynie nieliczne fałdy ciągnięte. Zostały one przez Teisseyre'a (1973) zaliczone do drugiego etapu deformacji (F_2). Fałdom tym towarzyszy złupkowanie i zgnejsowanie oraz powszechna lineacja roddingowa (L_2), widoczna w gnejsach śnieżnickich i w łupkach serii strońskiej. Ponieważ ilość deformacji wcześniejszych nie jest na obecnym etapie ostatecznie rozpoznana, autor pozostał przy dotychczas stosowanej klasyfikacji i zaliczył do pierwszego etapu (F_1) wszystkie deformacje przedgnejsowe.

5. Analiza szczegółowych map geologicznych oraz zebrane obserwacje wskazują, że gnejsy śnieżnickie powstały najprawdopodobniej z granitów porfirowatych, których magma intrudowała pokładowo w serię strońską, ale dopiero po silnym jej sfałdowaniu, wykorzystując penetratywną foliację (S_1), rozwiniętą w powierzchniach osiowych fałdów F_1 (fig. 6 i 8). Intruzja ta związana była prawdopodobnie z ruchami fazy sardyjskiej, które po dolnym kambrze przerwały geosynklinalną sedimentację osadów serii strońskiej (Vangerow 1943; Gunia, Wierchołowski 1979; Gunia 1974). O tym, że miała ona miejsce raczej przed ordowikiem, świadczy obecność zbliżonych gnejsów oczkowych w podłożu krystalicznym kaledońskiego basenu metamorfiku kłodzkiego (Wojciechowska 1966), w którym sedimentacja trwała najprawdopodobniej od ordowiku poprzez sylur (Gunia, Wojciechowska 1964) i przerwana została w dolnym dewonie silnym fałdowaniem, połączonym z epizodyczną metamorfozą serii skalnych wypełniających ten basen.

Po dłuższej przerwie porfirowate granity śnieżnickie zostały w drugim etapie deformacji (F_2) dynamicznie przeobrażone w gnejsy oczkowe podczas przełażenia ich z łupkami serii strońskiej w płaszczowinach, nasuwanych w dolnym dewonie w kierunku wschodnim na strefę morawsko-śląską, w obrębie której rozpoczęło się wtedy formowanie waryscyjskiej geosynkliny Sudetów Wschodnich (Unrug, Dembowski 1971). W końcowej fazie wspomnianych przemieszczeń rozwałcowywane płaszczowiny (z wrzecionowato zgodnie wydłużonymi strukturami roddingowymi w łupkach serii strońskiej i w gnejsach śnieżnickich) uległy wskutek wzrastającego niedoboru przestrzeni bocznej wypiętrzeniu i poprzecznemu fałdowaniu (F_3), najsilniej wyrażonemu w strefie Krowiarek (Don 1972, 1976). Równolegle rozwijała się granityzacja i migmatyzacja korzeniowych partii orogenu, prowadzą-

ca do rozwoju gnejsów gierałtowskich kosztem gnejsów śnieżnickich i łupków suprakrustalnej serii strońskiej (Don 1977a, 1982). Między innymi świadczy o tym jednolicie zorientowana lineacja biotytowa L_3 w gnejsach gierałtowskich, rozwinięta w powierzchniach osiowych F_3 i nałożona niezgodnie na często wyraźnie zrotowaną lineację roddingową w przyległych gnejsach śnieżnickich (fig. 11). Proces migmatyzacji nie zawsze przebiegał zgodnie z istniejącym planem strukturalnym (Don 1969), a ponieważ związany był ze wzrostem objętości wyjściowego układu, doprowadził do rozwoju wielkopromiennych form brachyantyklinalnych o charakterze embrionalnych kopuł gnejsowych, lokalnie grzybopodobnych. Zwartą budową odbiegają one znacznie od tektoniki oddzielających je stref synklinorialnych (fig. 8), wypełnionych utworami serii strońskiej, przełażowanymi intensywnie z gnejsami śnieżnickimi (Don 1972). W obrębie kopuł gnejsów gierałtowskich natomiast spotyka się dość powszechnie mniejsze i większe oraz w skali mapy kartowalne relikty skał osłony (np. fałd Karpna — Finckh, Fischer 1938) z pełnym inwentarzem struktur fałdowych, liniowych i mylonitycznych, powstałych do okresu migmatyzacji (Don 1980).

6. Przedstawiona analiza obserwacji kartograficznych i mezostrukturalnych przemawia za związkiem gnejsów śnieżnickich i gierałtowskich z różnymi, czasowo odległymi cyklami rozwojowymi, pierwszych przypuszczalnie z fazą sardyjską ($Cm_2 - Cm_3$), a drugich z orogenezą młodokaledońską ($D_1 - D_2$).

Wyprowadzenie oczkowych gnejsów śnieżnickich z migmatycznych gnejsów gierałtowskich w jednym cyklu przeobrażeń metasomatycznych postępujących w obrębie utworów serii strońskiej od korzeniowych partii orogenu ku górze (Smulikowski 1957, 1960, 1979), i łączenie obu tych rodzajów gnejsów z drugim etapem deformacji F_2 (Dumicz 1976a, 1979) nie jest przekonujące ze względu na duże różnice strukturalne między nimi. Ponadto, w myśl wspomnianej koncepcji, piętrowy układ przestrzenny omawianych gnejsów (fig. 1) winien być wtedy w skali regionalnej ogólnie odwrotny (czyli idąc od góry: łupki s.s. ← gn.g. ← gn.śn.), niż jest w rzeczywistości (łupki s.s. # gn.śn. ← gn.g.).

7. Wyodrębnione w grupie górskiej Śnieżnika regionalne formy fałdowe mają poligeniczny charakter i zróżnicowany styl budowy wewnętrznej. Stosunkowo prosty układ serii infrakrustalnych w obrębie antyklinalnych masywów gnejsowych odbiega bowiem znacznie od zawitej tektoniki stref synklinalnych, wypełnionych głównie utworami suprakrustalnej serii strońskiej. Ponieważ w strefie Siennej utwory tej serii były przed rozwojem obecnej formy synklinalnej już

silnie sfałdowane i ponieważ nie znana jest ani ich stratygrafia, ani pierwotny spąg i strop, należy raczej zamiast o synklinie mówić o synformie Siennej. Również mimo stosunkowo prostej budowy antyklinalnych masywów gnejsowych Międzygórze i Śnieżnika autor proponuje nazywać je antyformami ze względu na odwróconą stratygrafię piętrowo występujących serii infrakrustalnych, z których gnejsy gierałtowskie — jako najmłodsze — występują w strefach jądrowych, czyli odwrotnie niż w typowych antyklinach.

8. Jeżeli słuszna okaże się sugestia Dumicza (1979) przyjęcia za Kozłowską-Koch (1973) w jednostce geologicznej metamorfiku Śnieżnika dwukrotnej ewolucji podobnych strukturalnie gnejsów migmatycznych (gierałtowskich w fazie F_2 i haniackich w fazie F_4), rozdzielonej sedymentacją zlepieńców z Kletna (pozabawionych śladów metamorfozy), wtedy pojawi się znacznie poważniejszy problem dotyczący podstaw metodologicznych porównawczej analizy struktural-

nej. Przykładem tego są fałdy typu similar, którym Dumicz (1976b) przypisuje duże znaczenie diagnostyczne wiążąc je z drugą fazą deformacji (F_2), a które rozwinięte są powszechnie zarówno w gnejsach gierałtowskich, jak i haniackich (Odasz 1981).

W celu wyjaśnienia istniejących rozbieżności w poglądach na rozwój metamorfiku Śnieżnika należy w dalszych badaniach zwrócić uwagę na stratygrafię serii strońskiej oraz na wiek zlepieńców z Kletna i gnejsów haniackich, a obok dotychczasowych metod zastosować nowe techniki, wśród nich mikrostrukturalną analizę petrotektoniczną oraz badania wieku izotopowego głównych kompleksów skalnych tego obszaru. Osnową tych badań winny pozostać szczegółowe prace kartograficzne, poparte metodami geofizycznymi oraz uzupełnione obserwacjami strukturalnymi. Wnoszą one bowiem najwięcej bezpośrednich obserwacji oraz umożliwiają syntetyzowanie ich w stosunkowo najbardziej spójny obraz regionalny.

LITERATURA

- ANSILEWSKI J., 1966: Petrografia metamorfiku Gór Białskich. *Geol. Sud.*, vol. 2.
- 1973: Skalenie serii metamorficznej Gór Białskich i Złotych w Sudetach. *Geol. Sud.*, vol. 7.
- BAKUN-CZUBAROW N., 1968: Geochemical Characteristics of Eclogites from the Environs of Nowa Wieś in the Region of Śnieżnik Kłodzki. *Arch. Miner.*, t. 28, z. 2.
- BANAŚ M., 1965: Przejawy mineralizacji w metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego. PAN Oddział w Krakowie. Komisja Nauk Geologicznych. *Pr. Geol.* 27.
- BEDERKE E., 1943: Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. *Geol. Rundschau* 34, Stuttgart.
- BURCHART J., 1971: Wiek bezwzględny skał polskich (Katalog oznaczeń geochronologicznych). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, vol. 41, Fasc. 1.
- BUTKIEWICZ T., 1968: Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich. *Geol. Sud.*, vol. 4.
- DEPCIUCH T., 1972: Wiek bezwzględny (K-Ar) granitoidów kłodzko-złotostockich i strefy Niemczy. Absolute Age of (K-Ar) Granitoids from Kłodzko-Złoty Stok Area and the Niemcza Zone. *Kwart. Geol.*, t. 16, z. 1.
- DON J., 1963: Następstwo serii infrakrustalnych w metamorfiku Śnieżnika. *Acta Musei Siles.* Ser. A, XII, 12.
- 1964: Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. *Geol. Sud.*, vol. 1.
- 1969: Grupa górská Śnieżnika, [w:] Przewodnik geologiczny po Sudetach. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1972: The Różane Mts. Fold in the Krowiarki (Łądek—Śnieżnik) Metamorphic Massif in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, Ser. Sc. de la Terre, vol. 204.
- 1975: Następstwo gnejsów metamorfiku Śnieżnika na przykładzie analizy struktur liniowych w strefie kontaktowej masywu Radochowa, [w:] Przewodnik XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol. — Świdnica 22—24.06.1975. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1976: Kakiryty Gór Złotych i ich stosunek do granitoidów kłodzko-złotostockich, [w:] Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Materiały Konferencji Terenowej, Międzyzlesie, 11—12 września 1976. *Acta Univ. Vratisl.*, 1976.
- 1977a: The New Data on Interrelations between the Śnieżnik and Gierałtów Gneisses (Sudetes). *Estudios geol.*, 33, Madrid.
- 1977b: Rozwój gnejsów migmatycznych w strefie kontaktowej Międzygórze (metamorfik Śnieżnika). Opracowanie wykonane na zlecenie PAN w ramach problemu międzyresortowego I.16 „Geodynamika obszaru Polski”. Arch. PAN, Inst. Nauk Geol., Warszawa.
- 1979: Synklina Siennej na tle jednostek tektonicznych grupy górskiej Śnieżnika. Opracowanie wykonane na zlecenie PAN w ramach problemu międzyresortowego I.16 „Geodynamika obszaru Polski”. Arch. PAN, Inst. Nauk Geol., Warszawa.
- 1980: The Śnieżnik Metamorphic Unit., [w:] A Guide to 4.3. Working Group — Research Field Trip “Deformation and Metamorphism of Rocks”, Wrocław, May 13—27, 1980, Polish Academy of Sciences. Multilateral Cooperation of Academies of Sciences of Socialist Countries — Problem Commission IX.
- 1980: Rozwój serii skalnych i następstwo deformacji w metamorfiku Śnieżnika. Opracowanie wykonane na zlecenie PAN w ramach problemu międzyresortowego I.16 „Geodynamika obszaru Polski”. Arch. PAN Inst. Nauk Geol., Warszawa.
- 1982: Entwicklung der Migmatite in der Zone der Übergangeneisse von Międzygórze (Śnieżnik Metamorphik — Sudeten). — Deformation und Metamorphose von Gesteinen. II. — Zentralinstitut für Physik der Erde. Potsdam — 1982.
- DON J., DON B., 1960: Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa, *Acta Geol. Pol.*, t. 10, z. 1.
- DUMICZ M., 1976a: Próba wyjaśnienia tektogenezy serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Problem wieku de-

- formacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Mat. Konf. Teren. Międzyzlesie-Wrocław.
- 1976b: Znaczenie fałdów typu similar w analizie strukturalnej metamorfizmu sudeckiego. *Scripta Fac. Sci. Nat. UJEP, Bunensis, Geologia*, 1, 6.
- 1979: Tectogenesis of the Metamorphosed Series of the Kłodzko District: a Tentative Explanation, *Geol. Sud.*, vol. 14.
- FINCKH L., FISCHER G., 1938: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern. Blatt Landeck 1:25 000. Preuss. Geol. L. A., Berlin.
- FISCHER G., 1936: Der Bau des Glatzer Schneegebirges. *Jahrbuch Preuss. Geol. Landesanst.*, 50, Berlin.
- FRĄCKIEWICZ T., TEISSEYRE H., 1977: Objasnienia do szczegółowej mapy Sudetów — arkusz Międzygórze. Wyd. Geol., Warszawa.
- GUNIA T., 1974: Mikroflora prekambryjskich wapieni okolic Dusznik Zdroju (Sudety Środkowe). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 44, z. 1.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I., 1964: Silurian Anthozoa Localized in the Metamorphic of the Middle Sudetes (Preliminary Investigations). *Bull. de l'Acad. Pol. Sc.*, vol. 12, no. 4.
- GUNIA T., WIERZCHOŁOWSKI B., 1979: Mikroproblematyki z paragnejsów Gór Bystrzyckich (Sudety), *Geol. Sud.*, vol. 14, nr 2.
- KASZA L., 1957: Budowa geologiczna okolic Bielic. Przew. do XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej, Wrocław.
- 1964: Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. *Geol. Sud.*, vol. 1.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1971: The "Haniak Gneisses" Near Złoty Stock in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sc. de la Terre*, vol. 19, no. 4.
- 1973: Polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stock — Skrzyńka w Sudetach. *Geol. Sud.*, vol. 8.
- KÖLBL L., 1927: Die Tektonik des Granzgebietes zwischen West- und Ostsudeten. *S. B. Akad. Wiss.*, 136. Wien.
- ODASZ D., 1981: Analiza mezostrukturalna gnejsów haniackich okolic Złotego Stoku. Arch. Inst. Nauk Geol. Uniw., Wrocław. (maszynopis pracy magisterskiej).
- OBERC J., 1957: Metamorfizm okolic Stronia Śląskiego. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- 1966: Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku, [w:] *Z geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław.
- 1967: Tekstura brzeżna Sudetów i stanowisko tektoniczne krystaliniku Gór Rychlebskich. *Cas. Miner. Geol.*, c. 1. Praha.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe, Inst. Geol., Wyd. Geol., Warszawa.
- PAUK F., 1953: Poznamky ke geologii Orlických hor a Kralického Sněžniku. *Vestn. Ustr. Ust. Geol. R.* 28, Praha.
- PEACH H. J., 1977: Zum Alter tektogener Deformationen im mitteleuropäischen Variszikum, [w:] *Probleme der Varisziden im Mitteleuropa und im Gebiet der Ud SSR*. Akad. d. Wissenschaft der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Nr 44, T. 1. Potsdam.
- PRZENIOSŁO S., SYLWESTRZAK H., 1971: W sprawie budowy geologicznej wschodnich zboczy Śnieżnika Kłodzkiego. *Kwart. Geol.* t. 15, z. 1.
- RÓŻYCKI M., DON J., DUMICZ M., KRYZA H., KRYZA J., 1976: Geologia i hydrogeologia zlewni górnych dopływów Białej Łądeckiej (Morawki, Kamienicy i Kleśnicy). Arch. Inst. Nauk Geol., Uniw. Wrocław. (maszynopis).
- SCHROEDER E., 1977: Zur zeitlichen Abfolge und zur Korrelation von Deformations- und Metamorphoseetapen, [w:] *Deformation und Metamorphose von Gesteinen. I., Zentralinstitut für Physik der Erde, Nr 53, Potsdam.*
- SMULIKOWSKI K., 1957: Formacja krystaliczna grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej, Wrocław.
- 1960: Evolution of the Granitgneisses in the Śnieżnik Mts — East Sudeten. Int. Geol. Congr., Rep. of the Twenty First Sess., Norden, Part IV, Copenhagen.
- 1979: Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Sudetach. *Geol. Sud.*, vol. 14.
- SMULIKOWSKI W., 1959: Contributions to the Petrology of the Gneisses of Międzygórze (East Sudeten). *Bull. Acad. Pol. Sci.*, vol. 7, no. 9.
- SUESS F. E., 1912: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenks. *Denkschrift Akad. Wissensch.*, 88, Wien.
- TEISSEYRE H., 1957a: Rozwój budowy geologicznej w regionie Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej, Wrocław.
- 1957b: Budowa geologiczna okolic Międzygórze. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej, Wrocław.
- 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the Stratigraphy and Structural Evolution of the Metamorphic Series on the Sudetes. *Geol. Sud.*, vol. 4.
- 1973: Geology of the Śnieżnik Mountain Group. Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silesie, Inst. des Sci. Geol. de l'Acad. Pol. Sci.
- 1975: Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych w metamorfiku Śnieżnika, Przewodnik do 47 Zjazdu PTG w Świdnicy, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1980: Precambrian in South-Western Poland. *Geol. Sud.*, vol. 15, nr 1.
- TEISSEYRE J., 1961: Skąły wapienno-krzemianowe masywu Śnieżnika, *Arch. Miner.*, t. 23, z. 1.
- UNRUG R., DEMBOWSKI Z., 1971: Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1.
- WALCZAK W., 1968: Sudety (Dolny Śląsk — cz. I), PWN, Warszawa.
- 1968: Jak powstała rzeźba Sudetów. *Poznaj Świat*, nr 5 i 6.
- WATYCHA L., 1949: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1947 w okolicy Janowej Góry, pow. Bystrzyca, Dolny Śląsk. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 54.
- WOJCIECHOWSKA I., 1966: Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. *Geol. Sud.*, vol. 2.
- 1972: Sequence of Deformation in the Stronie Complex of Odrzychowice (Eastern Sudetes — Łądek-Śnieżnik Metamorphic Area). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. de la Terre*, 20, 4.
- 1980: Stratigraphie et succession de deformation des roches métamorphiques de la partie centrale des Sudetes. *Annuaire of the Institute of Geology and Geophysics*, vol. 57, Bucharest.
- VANGEROW E. F., 1943: Das Normalprofil des Algonkium und Kambrium in den mittleren Sudeten. *Geol. Rundschau*, 34, Stuttgart.

THE SIENNA SYNFORM AND THE RELATIONSHIP OF GNEISSES TO THE DEFORMATIONAL STAGES DISTINGUISHED IN THE ŚNIEŻNIK METAMORPHIC MASSIF (SUDETES)

ABSTRACT: The structure and development of the Sienna Syncline, Śnieżnik Massif, have been the subject of much controversy in the regional literature. As an attempt towards solving these and related problems, the present author has performed detailed geological mapping and mesostructural investigation of the eastern synclinal limb, primarily within the zone of contact between the schists of the Stronie Series ($Pt_3-Cm_2?$) and the gneisses of Śnieżnik Element (Kasza 1964). The study has been supported with supplementary observational data from the western synclinal limb, and from the southern protraction of the syncline in the adjacent territory of Czechoslovakia.

As a whole, the present study has allowed to reconstruct the geometry of Sienna Syncline. The syncline, itself internally built of the schists of Stronie Series, appears to be a deep fold feature of western asymmetry. Its internal structure is highly complex, apparently staying in a contrast to the relatively simple lithological/structural pattern of the adjacent gneissic massifs: the anticlinal Śnieżnik Element to the east and the anticlinal Międzygórze Element to the west, respectively. These latter two anticlinal features are built of augen gneisses (= the Śnieżnik gneisses) in their outer parts, and of migmatitic gneisses (= the Gieraltów gneisses) in the axial zones. The boundaries between the Śnieżnik gneisses and the schists of Stronie Series are intrusive in character, sharply cutting various lithological horizons. On the other hand, the contacts between the Śnieżnik gneisses and the Gieraltów gneisses are virtually gradational, comprising wide zones of mixed and/or transitional-type gneisses. Towards the east, beyond the present study area, there is observed an extensive front of accompanying migmatization as superimposed upon the schists of the Stronie Series; these latter rocks have been overfolded here with the Śnieżnik gneisses, which themselves are wedging out in the abovesaid direction.

It is assumed by the present author that the parent magma of the Śnieżnik porphyreous granites had intruded within the schists of the Stronie Series at the Middle/Late Cambrian transition (i.e., in the Sardinian phase),

with the intrusion following the foliation planes paralleling the axial planes of the pre-existing folds, F_1 . In consequence, an objection is raised here as to the previous regional correlations of mesostructures in the abovesaid rock complexes; according to these previous interpretations, the earliest deformation (F_1) in the region was thought to have taken place after the main process of ultrametamorphosis of the Stronie Series and the related process of the development of gneisses. It is instead inferred by the present author that the earliest deformational structures (i.e., the F_1 structures of the previous authors) within the Śnieżnik gneisses, and especially within the Gieraltów gneisses, do not correspond to the earliest deformational structures (F_1) recognized in the schists of Stronie Series. It is thought here that the Śnieżnik granites were dynamically transformed into the (Śnieżnik) augen-gneisses at a second (F_2) deformational stage, presumably through overfolding of the primary granites and Stronie schists within the fold nappes which had been shoved, in a post-Early Devonian time, over the Moravian-Silesian Zone that was just undergoing an initial stage of the formation of the Variscan geosyncline of Eastern Sudetes. At a final stage of their development, the nappes underwent transverse folding (F_3) due to a general deficiency of lateral space; the transverse folding is thought to have been associated with a general uplifting of the Young-Caledonian orogen that was undergoing regional folding. The series of the Stronie schists and Śnieżnik gneisses, when being actively deformed ($F_2 + F_3$), underwent strong recrystallization and selective migmatitization within the deeper portions of the orogen, thus resulting in the Gieraltów gneisses (which themselves display a relatively weakest dynamical engagement within the Śnieżnik Metamorphic Massif). Since the abovesaid process did not always follow the pre-existing structural plan of the region and was itself accompanied by a general increase of the system initial volume, it led to the development of large-radius brachyantoclinal features displaying the character of embryonic, locally mushroom-shaped gneisses domes. These dome-like features (antiforms) differ, by their coherent internal structure from the tectonics of the inter-dome synclinal zones (synforms).

Summary

INTRODUCTION

The metamorphic complex of the Śnieżnik mountain range, or group (elevation of 1426 m a.s.l.), comprises three distinct lithological series (fig. 1) that display a storeyed spatial arrangement (Fischer 1936; Bederke 1943; Don 1963, 1964). In a descending order the three formations are as follows:

1. The Stronie Series (Pt_3-Cm_2) — a supracrustal series which originally represented a geosynclinal succession (thickness undetermined) and was later mesozonally transformed into the two-mica schists and paragneisses, locally containing interlayers of (basal?) light-colour quartzites, dark graphitic quartzites and graphitic-micaeous schists, crystalline

limestones (calcitic and dolomitic marbles) or erlans (skarns), as well as amphibolites, porphyroids and metarhyolites (Vangerow 1943; Teisseyre 1961; Butkiewicz 1968; Smulikowski 1979).

2. The Śnieżnik augen-gneisses, which form a unit few hundred metres thick (Fischer 1936; Smulikowski 1957, 1979; Ansilewski 1966, 1973). At the top of the gneisses there is a sharp contact, through aplitic varieties, with various lithological horizons of the Stronie Series; the gneisses are strongly overfolded together with this latter series, and are dynamically transformed into banded and(or) banded-lenticular varieties

² Institute of Geological Sciences, University of Wrocław, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland.

exhibiting a well-defined rodding lineation (Don 1972; Teisseyre 1973).

3. The Gieraltów gneisses, which are fine-grained gneisses of metasomatic-migmatic character and display a high degree of postkinematic recrystallization (Fischer 1936; Smulikowski 1979). These gneisses, jointly with the afore-mentioned Stronie schists and Śnieżnik gneisses, form wide zones of transitional (or mixed) gneisses which have the character of deep intertonguings concordant with the actual foliation (or gneissic schistosity) in rock. In the latter zones, the progressive development of Gieraltów gneisses is accompanied by a respective gradual vanishing of the earlier-formed rodding-type structures in rock, while instead there appears a new type of (biotitic) lineation discordantly superimposed upon the earlier fold features (Don 1977, 1981).

The entire metamorphic complex, comprising the three rock series described above, appears to have been covered (presumably in the Early Carboniferous) by conglomerates and sandstones (fig. 6). These latter are found to be unmetamorphosed and preserved beneath a package of overthrust gneisses within the Kletno dislocation zone, extending between the vicinities of Sienna and Stare Město (Kasza 1958, 1964; Przeniosło, Sylwestrzak 1971).

Within the Śnieżnik mountain range, the three above-described metamorphic series form meridionally trending tectonic units (fig. 1) which are, in addition, transversely rebuilt; the transverse folding is particularly strong within the Krowiarki zone (the Łądek virgation; Teisseyre 1957; Don 1964;

Oberc 1966). The character of these units has been variously interpreted in the regional literature, the major controversial points being the developmental succession of the three metamorphic series under consideration (Fischer 1936; Smulikowski 1957, 1979; Don 1963, 1964; Dumicz 1976, 1979), their mutual spatial relationships (Fischer *op. cit.*; Pauk 1953; Kasza 1964; Oberc 1972; Teisseyre 1973; Don 1969), as well as their relationship to the main deformational stages (Teisseyre 1973, 1975, 1980; Don 1972; Dumicz 1976, 1979; Wojciechowska 1972, 1980).

Several years of detailed mesostructural investigations in the metamorphic terrains of the Śnieżnik mountain range allowed the previous workers to distinguish five major assemblages of deformational structures (F_1 - F_5) and to relate them with successive phases of regional tectonic deformation (Teisseyre 1973, 1980). On the basis of these previous studies, however, it has appeared possible neither to correlate the five structural assemblages unequivocally with the effects of the metamorphic processes which did accompany the process of tectonic deformation, nor to explain the spatial geometry of the large-scale tectonic units and to reconstruct their development (Teisseyre 1973, 1975, 1980; Don 1972, 1980; Dumicz 1976, 1979). The highly differing tectonic interpretations of the Sienna schist belt (fig. 1), as herewith illustrated by interpretational geological cross-sections (fig. 2, after Bederke 1943; fig. 3, after Pauk 1953; fig. 5, after Teisseyre 1975), are a good example of the present state of knowledge of the geological structure of the Śnieżnik metamorphic range.

THE TECTONICS OF SIENNA SYNCLINE AND ADJACENT GNEISSIC MASSIFS

An analysis of the detailed geological map of the Śnieżnik mountain range (fig. 6), together with more recent mesostructural field-evidence point into an upturned character of the rock series which form the eastern limb of the Sienna zone. Thus, there is a clear suggestion that the schists occurrence in the last-named zone does display a synclinal form, while the gneisses of the Śnieżnik Element have themselves an anticlinal form of occurrence (fig. 7, 9, 10). These latter gneisses plunge northerly under the schists of the Stronie Series, and beneath the axial zone of the Sienna Syncline there is probably a connection between these former gneisses and the gneisses of the anticlinal Międzygórze Element. Thus, they do not form a separate nappe, which has been previously referred to as the Orlicka nappe (fig. 3) and was considered by Pauk (1953) as being underlain by the schists of the so-called Kłapač nappe.

The two anticlinal gneissic massifs, which bound the Sienna Syncline laterally, do exhibit a relatively simple internal structure. Their limbs are built of the Śnieżnik augen-gneisses, which display sharp, intrusive contacts (through aplitic rock varieties) with various lithological horizons of the Stronie Series. Within the core zones of the anticlines, in turn, there discordantly occur the Gieraltów migmatic gneisses, themselves surrounded by wide zones of transitional (or mixed-type) gneiss varieties (fig. 1,7).

The internal structure of the Sienna Syncline is itself much more complicated, and appears difficult to map because of the general lack of any extensive lithological markers (fig. 6 and 10). Several isoclinal, very narrow macrofolds with meridionally trending axes have been recognized in the region. It is thought by the present author that the crystalline limestones of the Kleśnica valley, which display such the style of folding, are tunnelly connected (beneath the mica-schists of the southwestern slope

of Śnieżnik Mt.) with similarly folded limestones of the Morawa valley and, towards the northwest, with the limestones erosionally dissected by the Czarna Woda valley in the vicinities of Janowa Góra and Sienna.

Within the Sienna Syncline, the Stronie schists display wider and better represented range of the tectonic mesostructures than do the adjacent gneissic massifs. However, because of their highly variable geometry and spatial orientation, these structures appear difficult to classify and intercorrelate. It is argued by the present author that the five-stage regional "structural chronology", as proposed for the Śnieżnik Massif by Teisseyre (1973), does not comprise the whole genetic spectrum of deformational structures observed within the Stronie Series. That is because the Teisseyre's concept has been primarily based upon a mesostructural analysis of gneisses within the anticlinal Międzygórze Element, whereas the supracrustal Stronie Series appears to display a considerable range of the deformational structures which originated, through progressive epi- and mesozonal metamorphism, *prior to* the development of the abovesaid gneisses themselves. The earliest deformation (F_1) evidenced in the gneisses cannot be, therefore, considered simply as an equivalent of the earliest deformation (F_1) recognized within the Stronie Series, as it has been misleadingly assumed in the previous literature.

The abovesaid differences in the character of deformation, as observed between the main metamorphic complexes of the Śnieżnik Massif, are best evidenced by an analysis of the boundary surface between the schists of Stronie Series and the Śnieżnik gneisses (figs. 6, 8, 9 and 10). The boundary is very distinct, sharp, and easy to map with high confidence. From the point of view of structural analysis, the significance of this boundary is similar to that of a marker lithological horizon. On both

sides of the Sienna Syncline, the boundary surface is of primary nature and is paralleling the foliation strike in rock; along its dip, however, the surface appears to cut very different lithological horizons of the Stronie Series, from the (basal?) light quartzites up to the uppermost crystalline limestones and erlans.

In contrast to the complicated tectonic structure of the Stronie Series, the aforesaid boundary surface appears to have a relatively simple geometry of deformation, comprising large folds (synclines and anticlines) and occasional second-order drag folds. These latter folds have been mapped in the vicinity of Wilczka valley (fig. 1), west of Międzygórze (Teisseyre 1957),

and along the mountain range of Stroma (fig. 6); Teisseyre (1973, 1975) considered these drag folds as representing a second stage (F_2) of the regional deformation. In these folds, the rocks exhibit schistosity, gneissic structures and common rodding-type lineation, with this latter being particularly well-developed in the Śnieżnik gneisses. Since the number of earlier tectonic deformations remains undetermined, the present author has adopted the already existing regional classification of deformations, and, accordingly, all of the pre-gneissic deformations are classified here as representing the first deformational stage.

THE RELATIONSHIP OF GNEISSES TO THE DEFORMATIONAL STAGES DISTINGUISHED IN THE ŚNIEŻNIK METAMORPHIC MASSIF

Analysis of detailed geological maps and field evidence suggest that the Śnieżnik gneisses have most probably originated from porphyreous granites which did intrude, in the form of sill-like bodies, into the Stronie Series after its strong folding; the granitic intrusions did themselves follow the penetrable foliation (S_1) developed along the axial planes of folds F_1 (figs. 6 and 8). The intrusions were probably related to the regional movements which themselves interrupted the deposition of the geosynclinal deposits of Stronie Series; the intrusion process is thought, therefore, to have taken place in a post-Middle Cambrian time, in effect of the regional tectonic movements of Sardinian phase.

After a substantial time break, at a second stage of regional deformation (F_2), the granites underwent dynamic transformation into augen-gneisses when being overfolded, together with the Stronie schists, within the nappes which did undergo overthrusting upon the Moravian-Silesian Zone (itself starting to be transformed, through the Early Devonian, into the Variscan geosyncline of Eastern Sudetes; cf. Unrug, Dembowski 1971). In a final phase of these displacements, the outrolled nappes (with concordant rodding structures in both the Stronie Series and the Śnieżnik gneisses) underwent uplifting and transverse folding (F_3) due to the increasing deficiency of lateral space. The effects of the transverse folding (F_3) are best developed in the Krowiarki zone. Simultaneously with these phenomena there did take place the process of granitization and migmatitization of the orogen root-zone, thus resulting in the development of Gieraltów gneisses at the expense of the Śnieżnik gneisses and Stronie schists (Don 1977, 1981). The results of this process are evidenced by the presence of uniformly oriented biotitic lineation (L_3) within the Gieraltów gneisses, which is developed along the axial planes of the folds F_3 and is discordantly superimposed upon the (often rotated) rodding lineation (L_2) within the adjacent Śnieżnik gneisses (Fig. 11).

The process of migmatitization did not always strictly follow the pre-existing structural plan in the region (Don 1969). Since being related to a general volumetric increase of the initial system, the process resulted in the development of large-radius brachyanticlinal features displaying the character of embryonic, locally mushroom-shaped domes (Don 1964). Their coherent internal structure remains in a considerable contrast to the tectonic structure of the inter-dome synclinal zones (fig. 8), which are built of the Stronie Series intensely overfolded with the Śnieżnik gneisses (Don 1972). Within the domes, themselves built of the Gieraltów gneisses, are commonly found the host-rock relicts (e.g., the Karpno fold; Finckh, Fischer 1938) which, although displaying various size, are mappable and contain a full range of structures related to migmatitization (i.e., the fold structures, linear structures and mylonitic structures; Don 1980).

tization (i.e., the fold structures, linear structures and mylonitic structures; Don 1980).

The analysis of mapping data and mesostructural field evidence, as reviewed in this paper, suggests that the Śnieżnik gneisses and the Gieraltów gneisses are to be related to strictly different developmental stages, respectively; the origin of these former gneisses was presumably associated with the Sardinian phase (Cm_2-Cm_3), while the latter did probably originate during the Young-Caledonian orogenesis (D_1-D_2). This statement, however, does not agree with the suggestions already drawn out from previous petrological studies (Smulikowski 1957, 1960, 1979; Ansilewski 1966, 1973), according to which the Śnieżnik augen-gneisses were thought to have originated from the Gieraltów migmatic-gneisses in the course of one and the same cycle of metasomatic alterations of the Stronie Series, themselves prograding from the orogen root-zone upwards (Smulikowski 1957, 1960, 1979). At this point it is worth noting that the overall, storied spatial succession of these gneisses (i.e., the upward trend: Śnieżnik gneisses → Gieraltów gneisses → Stronie schists), as predicted according to this latter concept of Smulikowski, appears to be just opposite to that observed in the field and evidenced here; the observed upward succession of the rocks is: Gieraltów gneisses → Śnieżnik gneisses → Stronie schists (see earlier in text and fig. 7).

The regional-scale fold features, as distinguished within the Śnieżnik Massif, appear to be of compound origin and have variable style of internal tectonic structure. The relatively simple pattern of infracrustal rock series within the anticlinal gneissic massifs apparently remains in contrast to the complicated tectonic structure of the adjacent synclinal zones, themselves filled mainly with the supracrustal rock-suite of the Stronie Series (fig. 8). In the Sienna zone, this latter rock series had already been folded prior to the development of the present-day synclinal form of the region. This fact, together with the fact of unknown stratigraphy of the series and its unknown base and top, all imply that the term "synform", rather than "syncline" should be used with respect to the regional tectonic feature in question. Consequently, the term "antiforms" is recommended here as to be used with respect to the anticlinal gneissic massifs of Międzygórze and Śnieżnik. In spite of the relatively simple internal structure of these two massifs, the usage of this latter term seems to be well justified by the fact of an inverse stratigraphy of the storied infracrustal rock-series, among which the Gieraltów gneisses occur, as a youngest rock unit within the core zones (i.e., contrary to the situation in typical anticlines).