

HENRYK TEISSEYRE

Pracę niniejszą autor ofiarowuje swemu przyjacielowi prof. dr Kazimierzowi Smulikowskiemu w czterdziestolecie Jego działalności naukowej.

Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów

STRESZCZENIE: Autor rozpoczyna pracę od najogólniejszej charakterystyki budowy geologicznej Sudetów. Wskazuje dalej, że góry te są rozczłonkowane na szereg dużych zespołów strukturalnych o regionalnym zasięgu i zazwyczaj heterogenicznym składzie. Przyczyną tego rozczłonkowania są dyferencjalne ruchy skorupy ziemskiej o silnej komponentie wertykalnej. W Sudetach ruchy te rozpoczęły się już w hercyńskiej epoce orogenicznej i trwały do trzeciorzędu włącznie, powodując stałe podnoszenie się jednych regionów i zapadanie się drugich. Niezależnie od rozczłonkowania regionalnego można wyróżnić w Sudetach także homogeniczne elementy strukturalne, zachowane przeważnie tylko fragmentarycznie i związane z głównymi fazami przefaldowania poszczególnych serii. Autor podkreśla dalej, że stratygrafia metamorfiku sudeckiego jest ciągle jeszcze w znacznej mierze dyskusyjna. Niepewne jest zwłaszcza rozdzielenie kambro-syluru od serii prekambryjskich. Także datowanie deformacji jest w obszarach metamorficznych często raczej umowne albo subiektywne, a różnice zdań w tym względzie bywają duże. Przeważnie brak wystarczających kryteriów dla obiektywnego rozdzielenia deformacji prekambryjskich, ewentualnie asyntyjskich od przefaldowania kaledońskiego, a nawet odkształceń hercyńskich. Autor wypowiada następnie kilka uwag o deformacjach w obrębie bloku sowiogórskiego, metamorfiku Łąka i Śnieżnika, w bloku Karkonoszy, w bloku łużyckim i w Górach Kaczawskich. Przedstawia przy tym najważniejsze wyniki swych badań mikrostrukturalnych w jednostce Międzygórze (grupa Śnieżnika) i w pd.-wschodniej części Gór Kaczawskich. W związku z badaniami w obszarze pierwszym, autor omawia zagadnienie stosunku gnejsów tzw. gieraltowskich do gnejsów tzw. śnieżnickich, popierając koncepcję K. Smulikowskiego, według której oba te typy skalne powstały w jednym okresie przeobrażeń infrakrystalnych. W jednostce Międzygórze zostały znalezione trzy różnowiekowe lineacje B, przecinające się pod zmiennymi kątami, stwierdzono natomiast brak lub słabe wykształcenie lineacji A. Również trzy różnowiekowe lineacje B zostały wykryte w SE części Gór Kaczawskich. Autor nie wypowiada się na razie w sprawie wieku lineacji pomierzonych w jednostce Międzygórze, ani w sprawie stosunku tych lineacji do lineacji obserwowanych w SE części Gór Kaczawskich. Odnośnie do tego ostatniego regionu stwierdza natomiast, że najstarsza lineacja B₁ jest zapewne wieku młodokaledońskiego, pośrednia B₂ może być hercyńska, najmłodsza zaś B₃ zdaje się łączyć z nasunięciami, które częściowo powstawały po czernym spagowcu, lub były jeszcze w ruchu w dobie deformacji młodosaksońskich.

CHARAKTERYSTYKA STRUKTURALNA SUDETÓW

Pod nazwą Sudety rozumieć będziemy obszar górzysty lub pagórkowaty, rozpościerający się od Bramy Morawskiej na wschodzie po okolice Drezna na zachodzie i obrzeżający kraton czeski od północnego wschodu. Pod względem strukturalnym obszar ten stanowi trzeciorzędowe wypiętrzenie skorupy ziemskiej o bardzo skomplikowanej budowie. W najogólniejszym ujęciu można je określić jako horst, Sudety są bowiem w znacznej mierze ograniczone wielkimi dyslokacjami. Według poglądów geologów niemieckich, najważniejsze z nich założone zostały w dobie ruchów hercyńskich i przekształciły się w młode uskoki lub nasunięcia w trzeciorzędzie (Cloos 1922, Petrascheck 1933). Jako jednostka strukturalna i fizjograficzna Sudety są zatem elementem młodym.

Przed trzeciorzędem obszar dzisiejszych Sudetów wchodził sukcesywnie w skład kilku różnych i różnowiekowych stref orogenicznych. Ich styl strukturalny, zasięg i paleogeografia nie pokrywały się z budową, zasięgiem i morfologią tego obszaru, który dziś nazywamy Sudekami. Dzisiejsze Sudety musimy zatem przeciwstawić pre-sudeckim elementom strukturalnym, chociaż fragmenty tych elementów, mniej lub więcej przekształcone, odgrywają istotną rolę w inwentarzu strukturalnym omawianych gór. Mozaikowa budowa geologiczna jest najważniejszą cechą Sudetów. Wycinki różnowiekowych elementów leżą tu na powierzchni obok siebie, różniąc się składem stratygraficzno-litologicznym i stylem tektoniki, nieraz w sposób zasadniczy.

Rozczłonkowanie krystalicznego podłoża Sudetów, rozpoczęte w orogenezie kaledońskiej, a nasilone szczególnie w dobie ruchów hercyńskich, trwało z przerwami aż do trzeciorzędu włącznie. Jedne obszary podnosiły się przez długie okresy geologiczne i uległy erozji, która odsłoniła mniej lub więcej głębokie strefy metamorficzne. Inne natomiast zapadały się w tym samym czasie, przekształcając się w baseny sedymentacyjne, które wypełniły się sekwencjami skał przeważnie klastycznych o miąższości od kilkuset do kilku tysięcy metrów.

Już H. Cloos (1922) zwrócił uwagę na to, że wypiętrzony w trzeciorzędzie blok sudecki różni się pod pewnymi względami zasadniczo od bloku przedsudeckiego (Vorland), który w tym samym czasie raczej obniżał się. Dzisiejsza morfologia, duża stosunkowo miąższość trzeciorzędu w dolinach obszaru przedsudeckiego oraz fakt, że miejscami podstawa limnicznego trzeciorzędu leży poniżej poziomu morza, przemawiają za młodymi ruchami obniżającymi. Odwrotnie było, według H. Cloosa, w mezozoiku i w młodszym paleozoiku. Blok przedsudecki podnosił się względem Sudetów, w których rozwijały się rozległe baseny sedymentacyjne. Tendencja ta zaznaczyła się wyraźnie już w dewonie górnym i trwała aż do trzeciorzędu. Tym się tłumaczy brak górnego dewonu, karbonu, triasu i górnej kredy na bloku przedsudeckim, a obecność tych

utworów w Sudetach. H. Cloos (1922) podkreśla również zupełny brak wulkanizmu młodopaleozoicznego oraz brak wyraźnych oznak orogenezy młodopsaksońskiej na bloku przedsudeckim i silny rozwój tych zjawisk w Sudetach. Według wspomnianego autora, blok sudecki jest labilniejszy, a siał cieńszy, niż w przypadku przedpola Sudetów.

PODZIAŁ SUDETÓW NA REGIONALNE JEDNOSTKI STRUKTURALNE

Wypiętrzenie krystalicznego podłoża i obszary młodszej sedymentacji graniczą w Sudetach ze sobą na ogół wzdłuż dyslokacji lub załamów fleksurowych o pierwszorzędym znaczeniu. To rozczłonkowanie wewnętrznej treści bloku sudeckiego dokonało się na skutek długotrwałych ruchów dyferencjalnych o silnej komponente wertykalnej. Zdaniem autora niniejszego artykułu jest ono istotną podstawą do wydzielenia w Sudetach głównych jednostek strukturalnych o regionalnym zasięgu.

Jednostki regionalne Sudetów wydzielono i opisano w trzecim tomie Regionalnej Geologii Polski (Teisseyre, Smulikowski & Oberc 1957). Opisy i uogólnienia tam zawarte, a oparte zasadniczo na wynikach badań geologów niemieckich, są dziś już w dużej mierze przestarzałe, jednakże regionalny podział Sudetów może być w zasadzie utrzymany. Jak już wspomniałem, opiera się on w pierwszym rzędzie na efektach ruchów z wyraźną komponentą pionową, sumujących się czasem przez długie czasokresy geologiczne, a zawsze subsekwentnych w stosunku do głównych deformacji metamorficznego podłoża. Wiek, charakter i rozprzestrzenienie struktur homogenicznych odgrywa w podziale regionalnym rolę drugorzędą. Dlatego to jednostki strukturalne, na tej zasadzie wydzielone, są w Sudetach często heterogenicznie złożone, odsłaniając na powierzchni wycinki różnych i różnowiekowych struktur, z których każda z osobna jest elementem homogenicznym.

Tak na przykład w depresji Świebodziec dostrzegamy fragmenty co najmniej dwu różnych jednostek kaledońskich, zbudowanych z kambro-syluru, oraz struktury hercyńskie, w skład których wchodzi górny dewon i najniższy karbon. Przetasowanie tektoniczne tych elementów o różnym składzie i wieku nastąpiło w czasie bretońskich faz fałdowania (faza nassauska). Inny znów skład, lecz również heterogeniczny wykazuje blok Karkonoszy. W części centralnej tworzą go hercyńskie granity, w partiach zaś peryferycznych zasadniczo serie metamorficzne należące do starszego paleozoiku i jak się zdaje też do prekambriu, sfałdowane znacznie wcześniej od intruzji granitowej. Wycinki starych struktur i ciała intruzyjne zespolone są w bloku Karkonoszy wspólną tendencją do podnoszenia się, datującą się co najmniej od dolnego karbonu łącznie.

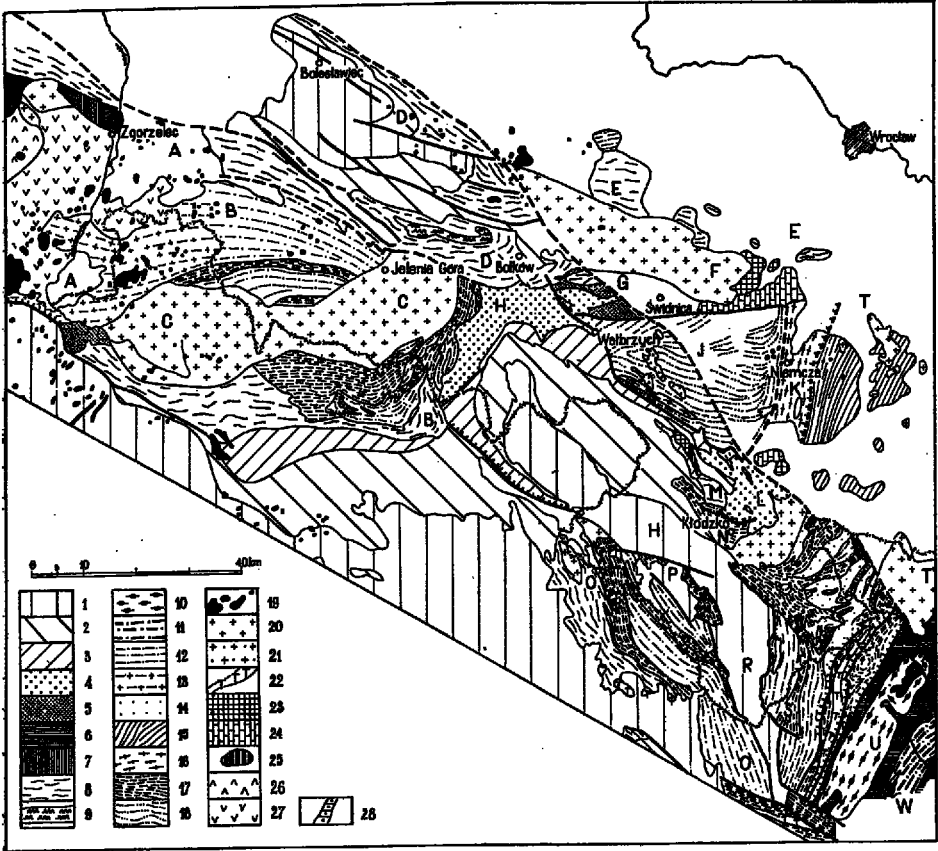


Fig. 1

Szkic geologiczny Sudetów

1 górna kreda, 2 perm, częściowo też trias, 3 górny karbon, 4 dolny karbon, 5 górny dewon, 6 dewon dolny i środkowy Sudetów Wschodnich, 7 łuzycza formacja szarogłazowa, 8 kambro-sylur w faunę zielonocwej, 9 łupki radzimowickie (eokambry?), 10 gnejsy kepeńskie (może prekambry), 11 gnejsy Desny (prekambry?), 12 granitognejsy w ogólności (prekambry?), 13 granity przechodzące w granitognejsy (prekambry?), 14 gnejsy migmatyczne rejonu Łądky i Śnieżnika (prekambry?), 15 okrywa metamorficzna masywu strzelickiego, 16 łupki i mylonity strefy Niemczy, 17 łupki łyszczykowe (prekambry), 18 gnejsy siewiogórskie (prekambry), 19 bazalty (trzeciord), 20 granity hercyńskie, 21 tzw. sjenity kłodzko-złotostockie (hercyńskie), 22 tonality, 23 gąbro, 24 serpentynity, 25 diabazy noworudeckie, 26 granodiority zawińdowskie (prekambry?), 27 granodiority łuzycze (hercyńskie), 28 granity (hercyńskie). A-A strefa obniżenia Żytawa-Węgliniec, B-B blok Karkonoszy, C-C intruzja granitowa Karkonoszy, D-D Góry Kaczawskie, E-E przedłużenie kambro-syluru kaczawskiego na przedpół Sudetów, F masyw granitowy Strzegom-Sobótka, G depresja Świebodzie, H-H niecka śródsudecka, J blok siewiogórski, K dylokacyjna strefa Niemczy, L Góry Bardzkie, M metamorfik kłodzki część północna, N metamorfik kłodzki część południowa, O Góry Orlickie, P Góry Bystrzyckie, R rów górnej Nisy, S-S metamorfik Łądky i Śnieżnika, T-T masyw granitowy Strzeżin-Zulova, U kopalnia Kepeńsk, W kopalnia Fradziada

Geological sketch map of the Sudetes

1 Upper Cretaceous, 2 Permian, partially Triassic, 3 Upper Carboniferous, 4 Lower Carboniferous, 5 Upper Devonian, 6 Lower and Middle Devonian of East-Sudetes, 7 the graywacke formation of Łuzycze (Lusatitz), 8 Cambro-Silurian, 9 slates of Radzimowice (Eocambrian?),

Oczywiście, że w Sudetach — tak jak i w innych górach — wydzielić należy prócz wielkich elementów regionalnych, często bardzo złożonych, także elementy jednostkowe, homogeniczne. Podział zaproponowany przez J. Oberca (1960) częściowo zdąża do tego celu.

Podstawą tego dość szczegółowego podziału jest wiek jednostek strukturalnych. Oba przytoczone podziały uzupełniają się wzajemnie. Podział regionalny nawiązuje przede wszystkim do ruchów i deformacji młodszego okresu w strukturalnym rozwoju Sudetów, podczas gdy podział na jednostki homogeniczne powinien ujawnić wszystkie różnowiekowe struktury tych gór, bez względu na późniejsze regionalne powiązania tych struktur.

Wydzielenie w Sudetach wielkich jednostek regionalnych jest stosunkowo łatwe, jakkolwiek w niektórych przypadkach zjawiają się trudności i — trzeba to stwierdzić — pewne dowolności interpretacyjne. Podział na jednostki homogeniczne jest często o wiele trudniejszy i jest często niepewny, jeśli chodzi o serie metamorficzne. Jedną z zasadniczych przyczyn tego stanu rzeczy są niejasności stratygraficzne metamorfizmu sudeckiego. Zagadnieniem spornym i dotychczas należycie nie rozwiązany jest zwłaszcza granica między kambro-sylurem a prekambrem. Stopień metamorfozy i tektonicznego zaangażowania skał nie stanowią w danym przypadku kryteriów wystarczających i mogą prowadzić do błędnych wniosków stratygraficznych. Oznaczenia bezwzględne wieku serii metamorficznych są trudne i chybiły w Sudetach jak dotąd. W szczególności oznaczenie wieku poszczególnych przeobrażeń w skałach polimetamorficznych jest bardzo trudne i skomplikowane (por. K. Smulikowski 1958).

Fig. 1 (cd.)

10 Kapernik gneisses (perhaps Precambrian), 11 Desna gneisses (Precambrian ?), 12 granite gneisses in general (Precambrian ?), 13 granite grading into granite gneisses (Precambrian ?), 14 migmatitic gneisses of the Lądek (Landeck) and Śnieżnik (Glatzer Schneeberg) region (Precambrian ?), 15 country rocks of the Strzelin (Strehlen) massif, 16 schists and mylonites of the Niemcza (Nimptsch) zone, 17 mica-schists (Precambrian), 18 Sowie Góry (Eulengebirge gneisses (Precambrian), 19 basalts (Tertiary), 20 Hercynian granites, 21 Hercynian granitoides of Klodzko — Złoty Stok (Glatz — Reichenstein), 22 tonalites (Hercynian), 23 gabbro, 24 serpentinites, 25 Nowa Buda (Neurode) diabases, 26 Zawidów (Seidenhof) granodiorites (Precambrian ?), 27 Łużyce (Lausitz) granodiorites (Hercynian). A-A lower zone of Żytawa-Węglińiec (Zittau-Kohlfurt), B-B Karkonosze (Riesengebirge) block, C-C granite intrusion of Karkonosze, D-D Kaczawa Mts. (Bober-Katabachgebirge), E-E prolongation of the Kaczawa Cambro-Silurian on the Sudetic foreland, F granite massif of Strzegom-Sobótka (Striegau-Zobten), G depression of Świebodzice (Freiburg), H-H Middle Sudetic Trough, J Sowie Góry (Eulengebirge) block, K zone of Niemcza (Nimptsch), L Bardo Mts. (Warthaergebirge), M metamorphic region of Klodzko (Glatz) — northern part, N metamorphic region of Klodzko — southern part, O Orlica Mts. (Adlergebirge), P Bystrzyca Mts. (Habelschwerdtgebirge), R Nysa (Neisse) graben, S-S metamorphic region of Lądek (Landeck) — Śnieżnik (Glatzer Schneeberg), T-T granite massif of Strzelin (Strehlen) — Żulowa, U Kapernik dome, W Pradziad (Altwater) dome

ZAGADNIENIE WIEKU DEFORMACJI W KRYSTALINIKU SUDECKIM

Nie mniejszych trudności nastęrcza również datowanie poszczególnych etapów deformacji nawet w skałach o znanym wieku geologicznym. Wiek skał nie przesądza bowiem wieku odkształceń, określa im jedynie dolną granicę czasową, a fragmentaryczność struktur metamorficznych, ich lokalnie różna przebudowa, stwarzają dodatkowe trudności przy próbach korelacji odległych i źle odsłoniętych obszarów. Próby takie musimy traktować ostrożnie. Często nie wychodzą one poza zakres hipotez roboczych. Zupełnie obce struktury dwu różnych regionów, zbudowane z podobnych serii suprakrystalnych, mogą zawierać podobne zespoły infrakrystalne na skutek daleko posuniętej homogenizacji materiału skalnego, w podobnych środowiskach fizykochemicznych.

Kierunek fałdów nie jest również kryterium wystarczającym, jeśli chcemy rozdzielić struktury należące do różnych orogenez, a tym bardziej próbować korelacji elementów w obszarach odległych. Wiemy bowiem, że fałdy jednego i tego samego orogenu mogą ulegać dewiacjom, zarówno lokalnym jak i generalnym, a niekiedy tworzą skomplikowane wirgacje. Z drugiej strony w jednym i tym samym akcie górotwórczym mogą powstawać dwa przecinające się systemy fałdów, co zostało stwierdzone eksperymentalnie (Bhattacharji 1958) i co postulowano w szeregu przypadkach u nas na Górnym Śląsku (Bederke & Niemczyk 1942).

Jaka droga prowadzi zatem do właściwego odtworzenia charakteru, następstwa i wieku deformacji krystaliniku sudeckiego? Jaka metoda mogłaby umożliwić bardziej pewną korelację struktur źle odsłoniętych i ukazujących się na powierzchni w formie izolowanych fragmentów? Niewątpliwie jedyną drogą i jedyną metodą są tu wyczerpujące badania geologiczne, prowadzone krok za krokiem od odkrywki do odkrywki, a obejmujące też szeroko pojęte otoczenie badanych struktur. Sądzę, że zebrany materiał powinien obejmować: 1) szczegółowe zdjęcie geologiczne z bardzo poprawną intersekcją, 2) poprawną ocenę stosunków stratygraficznych, o co dziś w krystaliniku sudeckim na ogół bardzo trudno, 3) wyniki badań petrologicznych, 4) dane odnoszące się do charakteru i następstwa deformacji, uzyskane z intersekcji i zebrane przy użyciu analizy strukturalnej, oraz 5) dane odnoszące się do paleogeografii, rozwoju facjalnego i stosunków sedymentologicznych łącznie z szeroko pojętym otoczeniem. Gruntowna znajomość stosunków geologicznych otoczenia jest bardzo ważna nie tylko ze względu na ewentualne korelacje strukturalne i szukanie korelatywnych sedymentów. Jest ona niezbędna przy datowaniu deformacji badanych serii krystalicznych, jeśli w otoczeniu występują skały młodsze od tych serii. Najczęściej datowanie takie jest oczywiście tylko bardzo przybliżone. Zwykle, choć nie zawsze udaje się określić wiek tylko takich deformacji, które nastąpiły w czasie lub po głównej deformacji serii krystalicznych.

Porównując w Sudetach deformacje w seriach uważanych za prekambryjskie z deformacjami sąsiednich obszarów, w których kambro-sylur uległ przefaldowaniu w młodszym kaledoniku, dostrzegamy pewne analogie strukturalne. Wyrażają się one podobnym stylem dużych form, podobnym biegiem i wergencją w partiach granicznych, a także podobnym ukierunkowaniem i charakterem mikroelementów strukturalnych. Sądzę przeto, że obecność deformacji prekambryjskich nie zawsze jest rzeczą pewną w seriach, którym w Sudetach przypisujemy ten wiek, chociaż w wielu przypadkach takie deformacje są możliwe do przyjęcia. Jedyny wyjątek w tym względzie zdaje się stanowić blok gnejsowy Sowich Gór. Jesteśmy prawie pewni, że paragnejsy i migmatyty sowiogórskie reprezentują prekambryjski wiek, może nawet starszy (por. Bederke 1929, 1956). Kierunki fałdowań i biegi zgnejsowania są w nich miejscami zupełnie niezgodne z przebiegiem okalających je kaledonidów i hercyamidów, wskazując raczej na prekambryjski wiek głównej deformacji.

Silna przebudowa strukturalna bloku sowiogórskiego nastąpiła po strukturalnej konsolidacji serii prekambryjskiej i miała miejsce w pierwszym rzędzie wzdłuż wszystkich trzech krawędzi tego bloku. Łączy się ona z orogenezą hercyńską, chociaż odkształcenia starsze (kaledońskie) i młodsze (saksońskie) miały tu zapewne też miejsce (Grocholski 1961, por. też: Bederke 1929, Scheumann 1937).

UWAGI O STRATYGRAFII I TEKTONICE METAMORFIKU ŁĄDKA I ŚNIEŻNIKA

Przechodząc do innych obszarów sudeckich, w których występują serie uważane za prekambryjskie, w pierwszym rzędzie wypada zatrzymać się przy metamorfiku Łądką i Śnieżnika.

Suprakraustalny zespół prekambryjski jest tu znany pod nazwą serii strońskiej, a opinie o jego wieku są na ogół zgodne, pomijając dawne poglądy geologów niemieckich. Jednakże wiek gnejsów towarzyszących wspomnianej serii i wiek głównych deformacji są różnie ujmowane. Geolodzy niemieccy uważają gnejsy tzw. śnieżnickie za znacznie młodsze (kaledonik) od gnejsów tzw. gierałtowskich (prekambryjski) — (Fischer 1935, 1936; Finckh, Meister, Fischer & Bederke 1942; Bederke 1943).

Według J. Dona (1963) rzecz ma się odwrotnie. Gnejsy gierałtowskie mają być młodsze od śnieżnickich i powstały w czasie późniejszych procesów infrakraustalnych. Wspomniany autor koncepcję swą opiera między innymi na fakcie, że główna masa gnejsów gierałtowskich występuje poniżej gnejsów śnieżnickich (idea odwrotnego następstwa serii infrakraustalnych w stosunku do serii suprakraustalnych). Pojawienie się drobnych intruzji gnejsów gierałtowskich w gnejsach śnieżnickich ma być, według J. Dona, również przekonującym dowodem słuszności jego tezy.

Teza ta jest sprzeczna z przedstawioną wcześniej koncepcją K. Smulikowskiego (1957, 1960) i wynikami prac W. Smulikowskiego (1959, 1959a). K. Smulikowski, opierając się na wyczerpujących badaniach petrologicznych, wykazał, że oba wyżej wspomniane zespoły

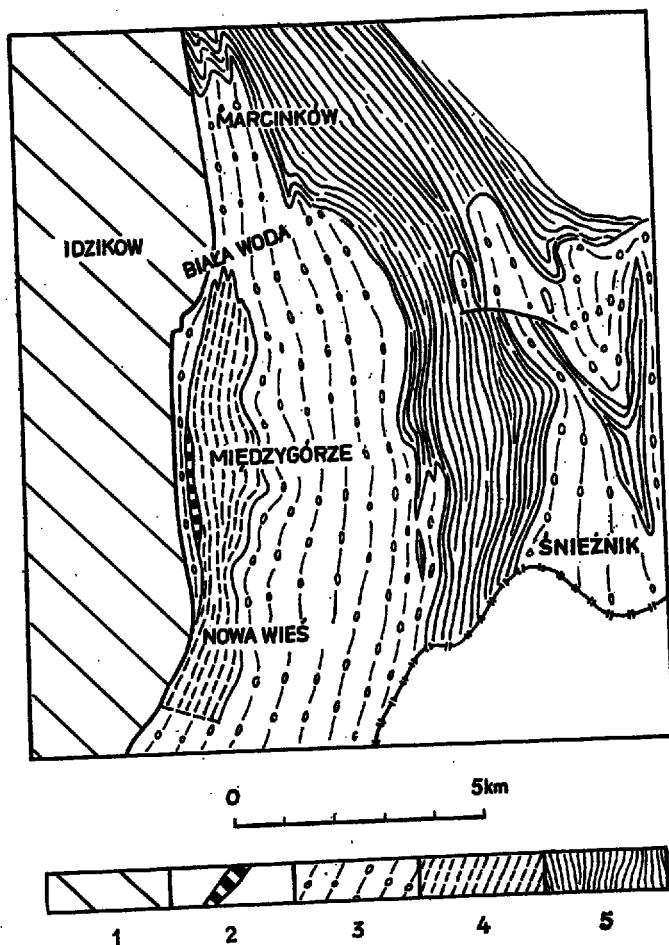


Fig. 2

Szkic geologiczny okolic Międzygórze
(na podstawie zdjęć J. Dona, W. Frąckiewicz, L. Kaszy, S. Radwańskiego
i H. Teisseyre'a)

1 górna kreda, 2 mylonity i kataklazyty, 3 gnejsy gruboziarniste, oczkowe (śnieżnickie),
4 gnejsy drobnoziarniste, przeważnie stojowe lub cienkołaminowane (gieraktowskie), 5 łupki
kryszczykowe

Geological sketch of the environs of Międzygórze (Wölfelsgrund)
(according to: J. Don, W. Frąckiewicz, L. Kasza, S. Radwański, H. Teisseyre)

1 Upper Cretaceous, 2 cataclases and mylonites, 3 augen gneisses mainly coarse-grained of
Śnieżnik (Schneberg) type, 4 gneisses mainly fine-grained and laminated of Gieraków (Gers-
dorf) type, 5 mica-schists of Stronie (Seitendorf)

gnejsowe powstały przez granityzację serii strońskiej w czasie jednego i tego samego okresu przeobrażeń infrakrustalnych. Feldszpatyzacja plagioklazowa wyprzedziła tu inwazję potasu, której efektem był wzrost mikroklinu na koszt minerałów starszej generacji. Gnejsy wydzielane jako śnieżnicke są na ogół nieco bogatsze w mikroklin od gnejsów typu gierałtowskiego. Wzrastający mikroklin utworzył w pierwszym rzędzie automorficzne megablasty, albo typowe struktury oczkowe, albo też wykształcił się pod postacią agregatów o formach eliptycznych i wrzecionowatych (K. Smulikowski 1960). Gnejsy gierałtowskie nie zawierają ani megablastów, ani oczek mikroklinu. Są one zazwyczaj drobnoziarniste i bardzo zmienne w wyglądzie. Pospolicie zjawiają się odmiany laminowane, smużyste lub słojuowe i pseudooczkowe. Obok gnejsów jasnych, o wyglądzie aplitowym dostrzegamy wkładki ciemne, megaskopowo nie różniące się od niektórych paragnejsów serii strońskiej. Charakterystyczne są również wkładki metabazytów (amfibolity i eklogity).

K. Smulikowski, któremu zawdzięczamy charakterystykę petrograficzną obu zespołów gnejsowych, podkreśla, że przenikają się one wzajemnie i są jak najściślej ze sobą powiązane. W serii tzw. przejściowej okolic Międzygórze gnejsy śnieżnicke i gierałtowskie leżą na przemian, przy czym granice między nimi nie są ostre. Przeciwnie — obserwuje się tu stopniowe przejścia między grubooczkowymi gnejsami śnieżniczymi i drobnoziarnistymi i zazwyczaj cienkolaminowanymi skałami zespołu gierałtowskiego. Przejścia są niekiedy oboczne w jednej i tej samej ławicy. Uławicenie jest regularne i z reguły brak tu jakichkolwiek intruzji gnejsów gierałtowskich w śnieżnicke lub na odwrót (por. Teisseyre 1957, W. Smulikowski 1959a).

Koncepcji W. Smulikowskiego nie przeczą oczywiście lokalne objawy mobilizacji jednych lub drugich gnejsów, które prowadzą miejscami do tworzenia się drobnych form intruzyjnych. Niekiedy mobilizacja ta objawia się tylko utratą pierwotnej kierunkowości, lub powstaniem fałdów fluidalnych (flow folding) na małej przestrzeni (fig. 3). Wszystkie te zjawiska lokalnej mobilizacji, łącznie z drobnymi intruzjami wytłumaczyć można łatwo reomorficznym uplastycznieniem granityzowanych mas skalnych, lokalnie częściowo stopionych lub może tylko rozmiękłych w czasie jednorazowej sekwencji procesów infrakrustalnych.

Mimo to fakt, podkreślany przez J. Dona (1963), częstej superpozycji gnejsów śnieżniczych względem gierałtowskich mogłoby się wydać niejasny w świetle wyników badań petrologicznych K. Smulikowskiego. Sprawa wymaga dalszych studiów. Być może, mamy tu do czynienia z selektywną granityzacją, która posuwała się w znacznej mierze wzdłuż warstw, płaskich zluźnień i nasunięć. Można też szukać innych rozwiązań, zaczynając od hipotez roboczych, jednakże tylko takich, które są zgodne ze wszystkimi dotychczas nagromadzonymi wynikami badań, albo też przedstawić niewątpliwe dowody, że niektóre z nich są fałszywe.

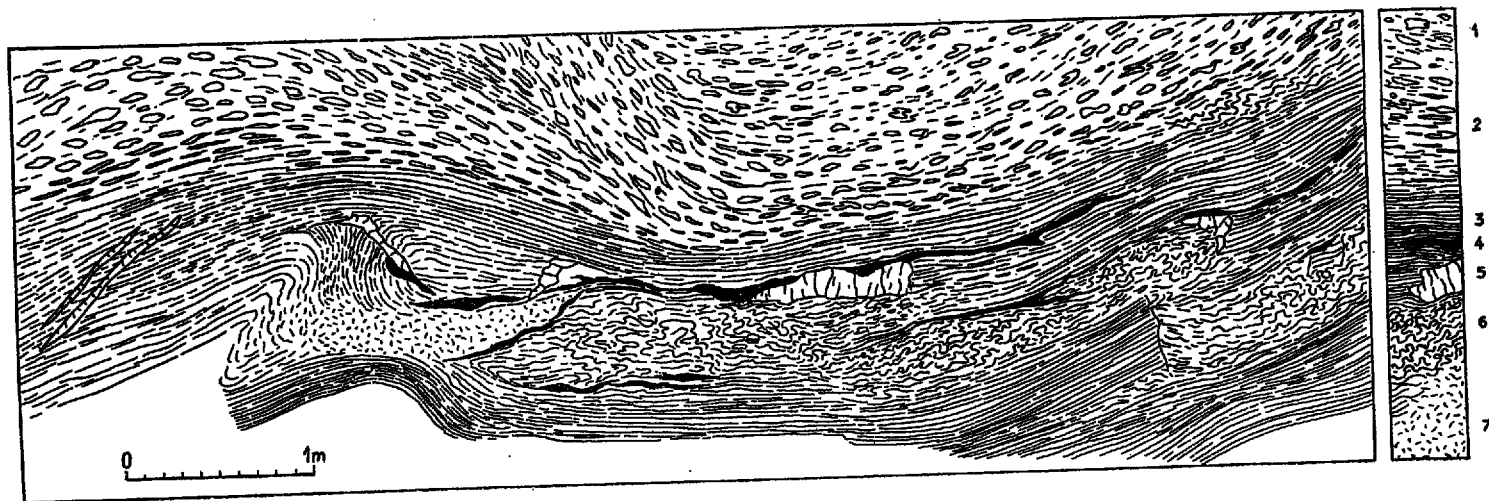


Fig. 3

Gnejsy tzw. „przejęciowe“ okolic Międzygórza

Seria gnejsów na przemian grubooczkowych i grubouławiconych (typ śnieżnicki), oraz gnejsów przeważnie cienkolaminowanych i drobnoziarnistych (typ gieraltowski). Należy zanotować brak ostrych granic między obu typami gnejsów oraz oznaki wyraźnej mobilizacji gnejsu cienkolaminowego (odmiany oznaczone cyfrą 6 i 7)

- 1 gnejs grubooczkowy, 2 stopniowe przejście gnejsu grubooczkowego do gnejsu cienkolaminowanego, 3 gnejs drobnoziarnisty, cienkolaminowany, 4 amfibolit mniej lub więcej zblotytyzowany, 5 fragmenty porożrywanych żył kwarcowych, 6 gnejs cienkolaminowany z fałdkami fluidalnymi, 7 gniazdo gnejsu o zatartej kierunkowości. Skała jest tu gruboziarnista

The alternating coarse-grained augen gneisses of the Śnieżnik (Schneeberg) type and the fine-grained and laminated gneisses of the Gieraltów (Gersdorf) type

1 coarse-grained augen gneiss, 2 gradual transition between the augen- and the laminated gneiss, 3 fine-grained and laminated gneiss, 4 amphibolite, more or less blottitized, 5 fragments of disrupted quartz veins, 6 laminated gneiss with flow folds marking a strong but local increase of plasticity, 7 the thinly-laminated gneiss grades almost imperceptibly into a coarse-grained granitic rock with totally effaced directional orientation of mica-flakes (6-7 = effect of local mobilisation)

Pozostaje mi jeszcze nadmienić, że w okolicach Międzygórza nie obserwowałem intruzji gnejsów śnieżnickich w gnejsach gierałtowskich, jednakże zanotowałem odkrywkę, w której ponad metrowej wielkości bryła ciemnego gnejsu gierałtowskiego tkwi w ławie grubooczkowego gnejsu śnieżnickiego, ze wszystkich stron przez ten ostatni otoczona (fig. 4). Znana mi jest również skała, w której gnejsy śnieżnickie zamknęły owalną bryłę paragnejsu, megaskopowo nie różniącego się od niektórych ciemnych odmian gnejsu gierałtowskiego. Kontakt obu skał jest ostry jak w poprzednim przypadku.

Te i inne szczegóły, odnoszące się do gnejsów okolic Międzygórza, będę miał sposobność podać w sposób bardziej wyczerpujący w osobnej pracy. Na razie poprzestanę na podkreśleniu, że obok zagadnień w zasadzie wyjaśnionych notujemy w metamorfiku Łądka i Śnieżnika takie szczegóły, które nie wydają się zrozumiałe na tle dotychczasowych osiągnięć, lub takie, które można różnie tłumaczyć. Dalsze badania powinny stopniowo wyjaśnić te zagadnienia. Jednakże już dotychczasowe opisy petrologiczne i obserwacje polowe pozwalają wnioskować, że podział gnejsów na gierałtowskie i śnieżnickie jest przestarzały i powinien być zastąpiony przez inną klasyfikację. Wspomniane wyżej nazwy mogą się bowiem stać źródłem dalszych nieporozumień, jeśli się zważy, że same przez się nic nie mówią i że zostały wprowadzone do literatury w czasie, w którym zespół gierałtowski uważano za znacznie starszy i różny gene-

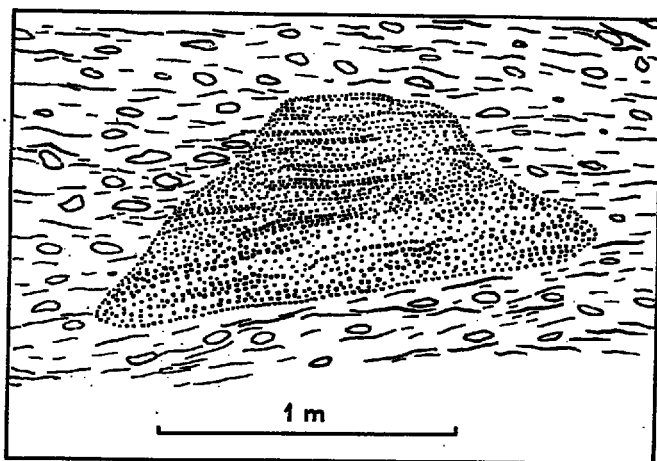


Fig. 4

Blok ciemnego gnejsu gierałtowskiego tkwiący w oczkowych gnejsach typu śnieżnickiego. Granica obu skał ostra, kierunki zgnejszowania jakby zgodne. Dolina Białej Wody

Block of a dark Gieraltów gneiss, inserted in the augen gneiss of the Śnieżnik type, the boundary of both rocks being a sharp one and the gneissification being allegedly concordant. Biała Woda (Weisswasser) valley

tycznie od śnieżnickiego. Pod tymi nazwami może być rozumiana różna treść, tym bardziej że istnieją i takie gnejsy, co do których trudno się zdecydować, do którego zespołu przydzielić je należy (W. Smulikowski 1959). Wydzielenie przez J. Oberca, a swego czasu też i przez J. Dona dwu różnowiekowych gnejsów gieraltowskich świadczy wymownie, że sprawa zaczyna się wikłać (Oberc 1958). Podział gnejsów regionu Łądką i Śnieżnika najlepiej zatem oprzeć na ich składzie mineralnym, strukturze i teksturze, podobnie jak to uczynił W. Smulikowski (1959), opisując skały Sowiej Kopy koło Stronia Śląskiego, i jak to próbowali przeprowadzić też niektórzy inni badacze polscy.

Powracając do tektoniki rejonu Łądką i Śnieżnika, przypomnę, że wiek głównych deformacji jest tu raczej sporny; być może, że nie na całym obszarze jest on ten sam, co próbował uzasadnić już J. Oberc (1957). W tej chwili mamy jednak zbyt mało danych, aby można było próbować rozstrzygnąć poruszony problem. Zdaniem moim podkreślić natomiast należy, że poważne odkształcenia hercyńskie miały tu najprawdopodobniej miejsce obok starszych fałdowań, datowanych jako kaledońskie (Bederke 1943), lub też jako prekambryjskie (Oberc 1957, 1960). Wiemy w każdym razie na pewno, że w Sudetach Wschodnich, po starszej orogenezie, ruchy górotwórcze miały miejsce na przełomie środkowego i górnego dewonu (Röhlich & Tröger 1961). W dewonie górnym wznosił się tu łańcuch górski ograniczony od wschodu przez przedgórską strefę geosynkinalną, w której osadzał się flisz warstw andełohorskich. W czasie orogenezy bretońskiej nastąpiło silne przefałdowanie Sudetów Wschodnich, przy czym wergencja fałdów była zasadniczo ESE.

Nasunięcie wieku zapewne hercyńskiego, zwrócone jednak ku zachodowi, odkrył w Kletnie i na Śnieżniku L. Kasza (1964). W Kletnie u podstawy nasuniętych gnejsów oczkowych spoczywa masa rozmielonych łupków, czarnych na skutek domieszki substancji węglistej lub grafitowej i zawierająca liczne otoczaki skał po części nietkniętych metamorfozą, a przypominających megaskopowo łupki kulmu i niektóre wulkanity młodopaleozoiczne.

Z drugiej strony badania M. Dumicza (1960, 1964) w Górach Bystrzyckich wskazują na wyraźne zestromienie warstw starszego podłoża w dobie kompresji młodosaeksońskiej. Być może, wpływ tej kompresji jest w rejonie Śnieżnika znacznie większy, niż to się na ogół przypuszcza. Moje prace szczegółowe w okolicach Międzygórza zdają się potwierdzać takie przypuszczenie. W każdym razie znaczna część dyslokacji i duża część spekań skalnych zarysowała się w gnejsach krystalicznego podłoża dopiero po osadzeniu się górnej kredy. Zagadnieniami tymi zajmę się w osobnej pracy. Na tym miejscu natomiast przedstawię w formie najogólniejszej dotychczasowe wyniki badań mikrostrukturalnych w jednostce Międzygórza, analiza lineacji może bowiem rzucić wiele światła na sekwencję starszych odkształceń tektonicznych.

Lineacje w jednostce Międzygórze
(fig. 5-7)

Jednostkę Międzygórze wydzieliła W. Frąckiewicz (1958), oznaczając ją nazwą pas gnejsów tzw. śnieżnickich i tzw. gieraltowskich, ograniczając od wschodu południową część rowu Nysy. W jednostce tej między Międzygórzem na południu a Marcinkowem na północy zebrałem dotychczas 1205 pomiarów lineacji. Diagram zbiorczy przedstawia figura 5.

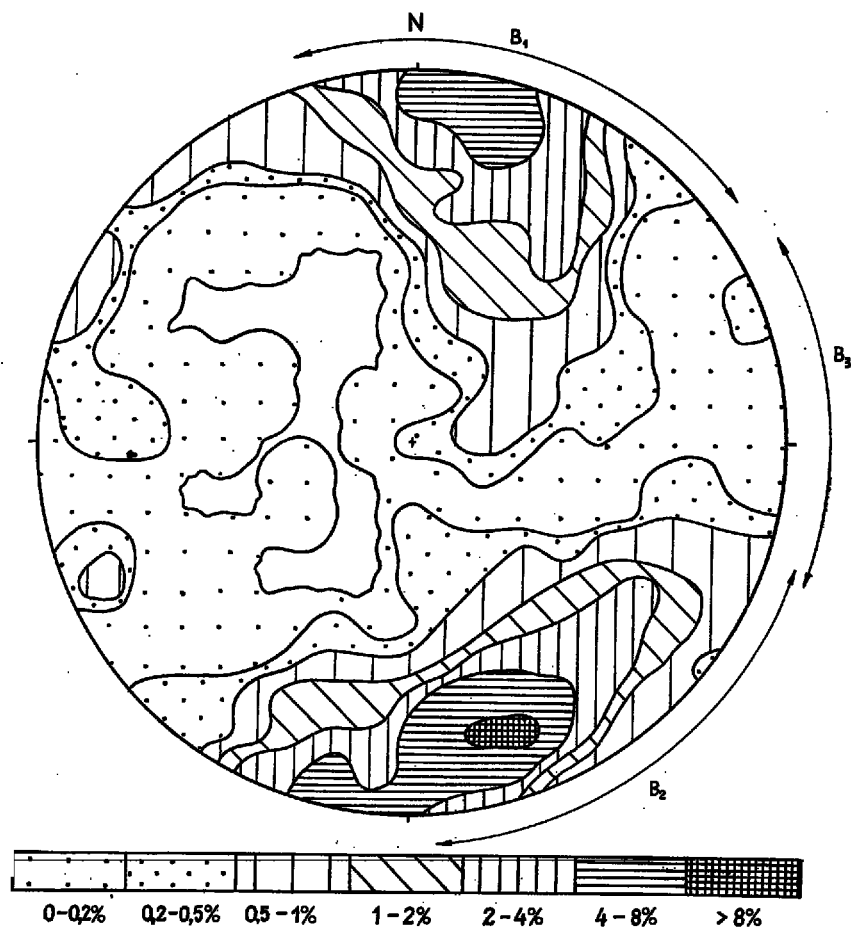


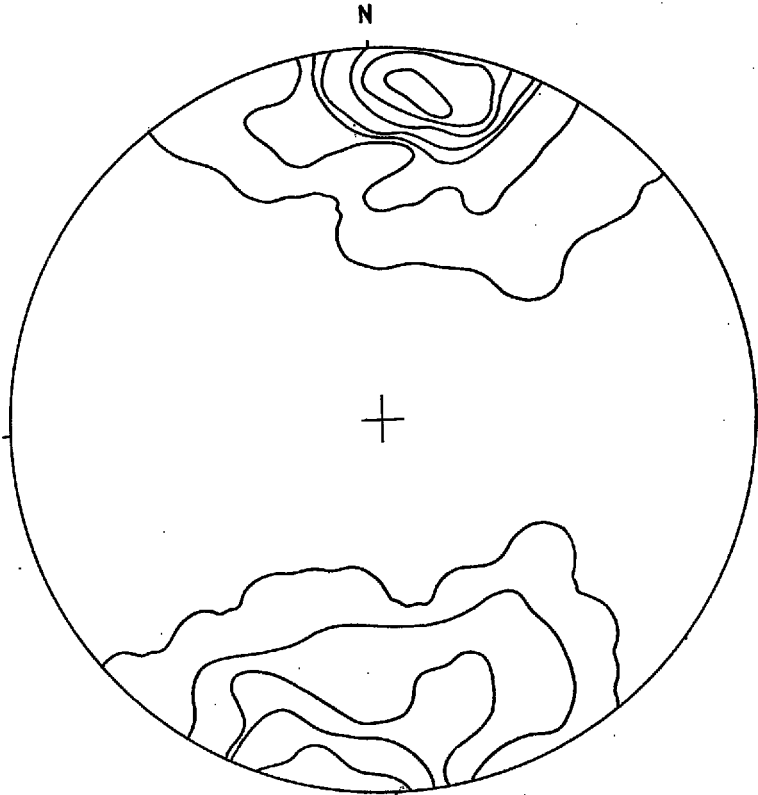
Fig. 5

Diagram lineacji B (B₁, B₂, B₃) w jednostce Międzygórze (grupa Śnieżnika) między Międzygórzem a Marcinkowem (1205 pomiarów)

Diagram of the B — lineation (B₁, B₂, B₃) as measured in the Międzygórze unit (Śnieżnik group) between Międzygórze (Wölfelsgrund) and Marcinków (Martinsberg) — (1205 measurements)

Trzy różne lineacje przecinające się pod zmiennymi, lecz z reguły ostrymi kątami można dostrzec na zbadanym obszarze. Określiłem je jako trzy różnowiekowe lineacje B i oznaczyłem kolejno symbolami B_1 , B_2 , B_3 . Lineacja B_2 deformuje lineację B_1 . Stosunek B_3 do B_1 i B_2 nie dał się uchwycić na zbadanym obszarze, ze względu na rzadkość elementów B_3 . Tej ostatniej przypisuję wiek najmłodszy, zgodnie z M. Dumiczem (1964), który dostarczył przekonujące materiały z Gór Bystrzyckich.

W okolicach Międzygórza, podobnie jak gdzie indziej w metamorfiku sudeckim, uderza brak lub ubóstwo drobnych form, które mogłyby



0%, 1%, 3%, 5%, 10%, 15%, 18%

Fig. 6

Diagram lineacji B_1 w jednostce Międzygórze (245 pomiarów wykonanych między Międzygórzem a Marcinkowem)

Diagram of the B_1 lineation in the Międzygórze unit (245 measurements between Międzygórze and Marcinków)

być z całą pewnością tłumaczone jako lineacja A. Wyjątek stanowią jedynie rysy na powierzchniach ślizgowych uskoków, z reguły młodsze od wszystkich lineacji B.

Liczne drobne i krótkie szczelinki prostopadłe do B_1 widoczne są często w gnejsach okolic Międzygórza. Miejscami układają się one w gęsty system, przecinający poprzecznie oka mikroklinu w gnejsach oczkowych (fig. 8). Świadczą one, że oś b elipsoidu odkształceń równoległa do B_1 ma charakter tensyjny, czyli $b > 2r$, a pośrednia oś elipsoidu stressu q równoległa do b i do B_1 jest również osią tensji, czyli stressu ujemnego. W takich warunkach nie należy się spodziewać lineacji A_1 pod postacią sfałdowań prostopadłych do B_1 . Teoretycznie byłoby to możliwe w przypadku, kiedy $b < 2r$, a q jest osią stressu kompresyjnego.

Przy okazji warto napomknąć, że J. Chaloupský (1958) obserwował w metamorfiku południowych Karkonoszy obok drobnych fałdków, o biegu prawie E-W (lineacja B), również prostopadłe do nich sfałdowania, które jest skłonny uważać za lineację A głównej deformacji.

Lineacja B_1 występuje w jednostce Międzygórza bardzo wyraźnie zarówno w gnejsach tzw. śnieżnickich jak i w gierałtowskich, a także w łupkach strońskich, świadcząc, że najstarsza z rozpatrywanych i główna deformacja objęła wszystkie wymienione trzy zespoły równocześnie. Lineacja ta zjawia się we wszystkich typach gnejsów, najslabiej zaznaczając się w grubooczkowych i słabo ukierunkowanych odmianach gnejsów śnieżnickich, najlepiej wykształciła się natomiast w niektórych odmianach gnejsów, zaliczanych do typu gierałtowskiego.

Objawy lineacji B_1 w gnejsach są nader różnorodne, zaznacza się ona bowiem jako kierunkowe wydłużenie ok mikroklinowych i agregatów mineralnych, nieregularnie lecz linijnie ułożone zmięcia laminacji i różnego typu struktury pręcikowe, klasycznie wykształcone niekiedy w gnejsach tzw. gierałtowskich. W tym ostatnim zespole skalnym można też obserwować drobne sfałdowania przynależne do B_1 . Częściowo są to elementy asymetryczne i wówczas wykazują zmienną wergencję. Wergencja wschodnia zdaje się przeważać w głębszej części struktury Międzygórza (fig. 7, maksimum w SSW części diagramu), podczas gdy wergencja zachodnia dominuje w wyższej partii tej struktury (fig. 7, maksimum w N części stereogramu). Taki układ fałdów asymetrycznych może być wywołany przebudową strukturalną, jeśli fałdy przewalone ku wschodowi w następnej fazie ruchów zostały pchnięte w kierunku zachodnim. Można go jednak także wytłumaczyć przez ruchy dyferencjalne zwrócone w jednym kierunku, jeśli założymy, że jedne pakiety warstw poruszały się szybciej od drugich z nimi bezpośrednio sąsiadujących, przy zachowaniu tego samego kierunku ruchu (Teisseyre 1959).

To ostatnie wyjaśnienie wydaje się w danym przypadku prawdopodobniejsze ze względu na brak oznak przebudowy mikrostruktur.

W łupkach strońskich, ograniczających jednostkę Międzygórze od wschodu, lineację B_1 tworzą: 1) struktury pręcikowe powstałe ze zmięcia warstw i ścinania, 2) gufraż na powierzchni foliacji, oraz 3) drobne fałdki częściowo asymetryczne z wergencją najczęściej zachodnią.

Pozostaje jeszcze zaznaczyć, że wszystkie mikroelementy dostrzegalne w terenie a związane z lineacją B_1 układają się merydionalnie



Fig. 7

Jednostka Międzygórze między Międzygórzem a Marcinkowem. Osie i wergencje drobnych fałdów asymetrycznych lineacji B_1 , B_2 , B_3 . Symbole biegu i upadu odnoszą się do drobnych fałdów

Linia dłuższa symbolu — położenie osi drobnych fałdów, linia krótsza — wergencja drobnych fałdów asymetrycznych

The unit of Międzygórze (between Międzygórze and Marcinków). Diagram showing the attitude of minor asymmetric or overturned folds

Longer line of the dip-strike symbols — attitude of fold axes, shorter line of these symbols — directions of inclination of the asymmetric or overturned minor folds

równoległe albo prawie równoległe do ogólnego przebiegu głównej struktury, lub rzadziej wykazują znaczne odchylenia od osi jednostki Międzygórze. Odchylenia biegu i pochylenia lineacji B_1 spowodowane są rotacjami, zarówno pierwotnymi jak i wtórnymi, dochodzącymi do kilkudziesięciu stopni nawet w obrębie jednej grupy skałek. Rotacje pierwotne, wywołane przestrzennie zrotowanym stresem czasem można dobrze odróżnić od wtórnych, które wiążą się z deformacjami subsekwentnymi. Szczegółową analizę mikroelementów okolic Międzygórze odkładam do osobnej pracy. Na tym miejscu podkreślę, że na ogół nachylenie lineacji B_1 , zarówno w kierunku południowym jak i północnym, jest słabe. Stronnsze pochylenia dostrzega się jedynie w odcinkach silnie zrotowanych przez młodsze mikrofałdki i fleksury. W okolicach Międzygórze nachylenie lineacji B_1 jest zatem słabe i zmienne, tedy bowiem przebiega maksimum poprzecznej elewacji, którą L. Kasza (1964) wy-

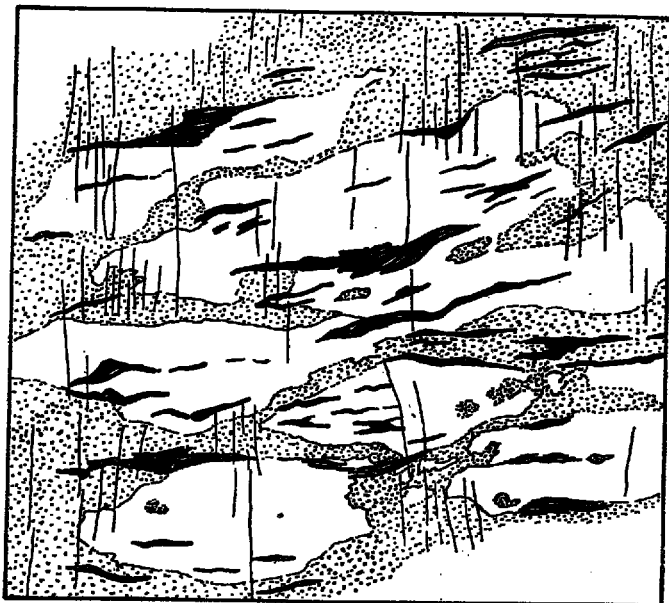


Fig. 6

Gruboziarnisty gnejs mikroklinowy, oczkowy, typu śnieżnickiego

Białe — oko mikroklinu; punktowane — tło skalne złożone głównie z plagioklazów i z kwarcu, gruboziarniste, jednakże o ziarnie mniejszym niż oko mikroklinu; czarne — mika, głównie biotyty. Na rysunku widoczne gęste drobne szczelinki (010) prostopadłe do kierunku wydłużenia ok mikroklinowych

Coarse-grained augen gneiss of the Śnieżnik type

White — microcline augen; dotted — ground-mass composed largely of quartz and plagioclase, usually coarse-grained, however by far finer than the microcline augen; solid black — mica, chiefly biotite. A set of fine tension fractures (010), vertical with respect to the elongation of microcline augen (lineation B_1) is visible

znacza poprzez Śnieżnik na Góry Białskie. Między Szklarami a Marcinkowem nachylenie to jest nieco stromsze i zwraca się tylko ku północy. Maksimum lineacji B_1 łączy się na diagramie (fig. 6) z zapisem $5^\circ/10^\circ$.

Lineacja B_2 układa się względem B_1 pod kątem ostrym, najczęściej około 30° . Maksimum tej lineacji wyznaczają kąty $160^\circ/15^\circ$. Występuje ona w gnejsach gieraltowskich pod postacią drobnych fałdów, w łupkach zaś także jako gufraż. Fałdki są symetryczne lub asymetryczne z wergencją niemal wyłącznie pn.-wschodnią. Ich ilość wzrasta wyraźnie w górnej części jednostki Międzygórze, co wskazuje na to, że głębsze części jednostki Międzygórze są słabiej przebudowane przez ruchy, z którymi wiąże się lineacja B_2 .

Lineacja, którą oznaczyłem symbolem B_3 , zjawia się pod postacią fałdków często asymetrycznych, lub fleksur o biegu ENE-WSW lub zbliżonym. Występuje ona wyraźnie na diagramach (fig. 5 i 7). Miejscami obserwować można także gufraż zgodny z tą lineacją. Jednakże tylko w jednym przypadku udało się stwierdzić przecinające się gufraże wszystkich trzech lineacji. Lineacji B_3 nie zanotowałem dotychczas w głębszej części jednostki Międzygórze. Szczególnie często zdaje się ona zaznaczać w jej łupkowej powłoce. Stosunek lineacji B_3 do B_1 i B_2 nie jest zupełnie jasny. Przyjąłem dla niej wiek najmłodszy na podstawie porównania z obszarem Gór Bystrzyckich, w których M. Dumicz (1960, 1964) stwierdził istnienie lineacji B_1 , B_2 i B_3 analogicznych do lineacji okolic Międzygórze i gdzie stosunek B_3 do B_1 i B_2 jest niedwuznaczny.

Rotacje lineacji B_2 są pokaźne, dochodząc do kilkudziesięciu stopni. Rotacje B_3 zdają się być znacznie skromniejsze. Na skutek rotacji lokalnych, wszystkie trzy lineacje pokrywają się częściowo na diagramach zbiorczych (fig. 5 i 7). Diagramy te można interpretować jedynie na podstawie dobrej znajomości terenu.

UWAGI O DEFORMACJACH BLOKU KARKONOSZY

Stratygrafia metamorficznej okrywy bloku Karkonoszy nie jest wyjaśniona w sposób wykluczający kontrowersje między badaczami. Wiemy wszakże, że wiek intruzji granitów hercyńskich tworzących jądro bloku wynosi około 300 milionów lat (Przewłocki, Magda, Thomas & Faul 1962). Według nowej skali czasowej (Kulp 1960), mógłby on odpowiadać piętru westfalskiemu (może fazie asturyjskiej). Jest rzeczą bardzo ciekawą, że próby oznaczenia wieku bezwzględnego łyszczyków w znacznie starszych skałach okrywy metamorficznej dały wyniki bardzo zbliżone (Siemienienco — Kijów, informacje pisemne). Ten pozornie absurdalny wynik jest spowodowany zapewne silnym nagraniem i, być może, pewną rekrytalizacją skał obszaru izerskiego, gdzie pobrano próbki do oznaczeń, przez intruzję granitową, tkwiącą na stosunkowo niewielkiej głębokości.

Przechodząc do zagadnień tektoniki, zaznaczyć należy, że prace prowadzone na obszarze bloku Karkonoszy przez J. Oberca nie są jeszcze skończone, niemniej mamy już nieco materiału publikowanego przez tego geologa (Oberc 1960a, 1961). Przypisuje on wiek prekambryjski wielu takim strukturom, które inni badacze uważają raczej za kaledońskie. Koncepcja kaledońskiego wieku głównych deformacji we wschodnich Karkonoszach i na obszarze izerskim nawiązuje do niewątpliwie młodokaledońskiego prześladowania metamorfiku południowych Karkonoszy oraz Gór Kaczawskich, i opiera się na wielu analogiach w budowie i mikrostrukturach tych obszarów oraz obszaru izerskiego i wschodnich Karkonoszy. Obecność silnie sfałdowanego i bardzo lekko zmetamorfizowanego górnego dewonu w WSW części bloku Karkonoszy, jako też silne spiętrzenie kulmu wzdłuż metamorfiku Rudaw Janowickich, wskazują na możliwość poważnej choć nie wyjaśnionej jeszcze przebudowy hercyńskiej. Z drugiej strony potężnych rozmiarów uskoki łużycki, obrzeżający blok Karkonoszy od SW, wskazuje na duży udział ruchów młodosaksońskich w dzisiejszym ukształtowaniu omawianego bloku.

ZAGADNIENIE SEKWENCJI DEFORMACJI W BLOKU ŁUŻYCKIM

Niezupełnie jasno przedstawia się wiek głównej deformacji w obrębie bloku łużyckiego. Wyniki głębokich wierceń wskazują, że kambro-sylur jest tu silnie prześladowany z karbonem (Brause, Hirschmann & Tröger 1962). Fałdowanie to wykazuje wergencję południową. Deformacje hercyńskie zatem zdają się mieć zasadnicze znaczenie dla tektoniki bloku łużyckiego. Nie wykluczają one jednak istnienia uprzedniej orogenezy kaledońskiej na tym obszarze, a tym bardziej odkształceń młodosaksońskich, których klasycznym przykładem jest tu nasuwanie się granitów łużyckich na górną kredę północnych Czech i Saksonii.

WYNIKI BADAŃ MIKROSTRUKTURALNYCH W SE CZĘŚCI GÓR KACZAWSKICH

Badania tektoniczne prowadzone od szeregu lat w Górach Kaczawskich przez wrocławski ośrodek geologiczny nie są jeszcze zakończone. Mimo to pragnę przedstawić niektóre wyniki swoich poszukiwań, wykonanych w SE części tych gór, dotyczących mikrostruktur oraz wieku i sekwencji deformacji.

W pd.-zachodniej części Gór Kaczawskich można wydzielić cztery jednostki kaledońskie w oparciu o stratyografię ustaloną przez geologów niemieckich (Teisseyre 1956, 1960). Składają się one z różnych serii kompleksu kambro-sylurskiego i wykazują znamiona bardzo słabej metamorfozy regionalnej. Każda z tych jednostek posiada odrębną serię

suprakrustalną, nie powtarzającą się w profilu pionowym. Co najmniej trzy wyższe jednostki zdają się tworzyć pokrywy płaszczowinowe nasunięte od N ku S, przy czym amplitudę nasunięcia można oceniać na 10 do kilkunastu kilometrów. Omawiane jednostki, ponasuwane jedna na drugą, są spiętrzone w formie fałdu o rozpiętości skrzydeł do 10 km. (Nosi on nazwę siodła Bolków-Wojcieszów, lub antykliny wojcieszowskiej, przebiega w kierunku WNW-ESE i jest poznany na przestrzeni około 35 km, od Chrośnicy na N od Jeleniej Góry po Dobromierz na brzegu Sudetów. Figura 9 przedstawia schematyczny szkic geologiczny SE części Gór Kaczawskich, podając rozprzestrzenienie jednostek strukturalnych wyższego rzędu oraz ogólną charakterystykę ich inwentarza stratygraficznego.

Prowadząc od kilku lat szczegółowe zdjęcia geologiczne na wyżej wymienionym obszarze, wykonałem ponad 1800 pomiarów lineacji, wraz z opisem skał, w których ona występuje. Znaczna część tych pomiarów posłużyła do skonstruowania diagramów, przedstawionych na figurach 11-15.

Analiza zebranego materiału dokonana na podstawie obserwacji terenowych doprowadziła do wniosku, że w SE części Gór Kaczawskich, podobnie jak w jednostce Międzygórze, występują trzy różnowiekowe lineacje B, których przecinanie się i następstwo można śledzić w niektórych odkrywkach. Są to lineacje oznaczone na diagramach symbolami B_1 , B_2 i B_3 . Lineacja B_1 jest najstarsza, zaś lineacje B_2 i B_3 są kolejno coraz młodsze. Nie należy ich identyfikować z trzema lineacjami znalezionymi przez autora w okolicy Międzygórze, czy też przez M. Dumicza (1964) w Górach Bystrzyckich. Dotychczas brak bowiem jakichkolwiek przekonujących dowodów, że trzy fazy deformacji wszystkich wymienionych regionów są równoczesne.

Lineację B_1 reprezentują w SE części Gór Kaczawskich następujące drobne struktury: 1) osie fałdów symetrycznych i asymetrycznych niskich rzędów dostrzegalne w odkrywkach, próbkach i pod mikroskopem, 2) gufraż, 3) linie powstające na skutek przecinania się foliacji ze złupkowaniem spękanowym i ścinającym, 4) struktury pręcikowe wywołane przez zmięcie warstw, 5) boudinage, 6) linijne wydłużenia agregatów mineralnych, 7) linijne wyciągnięcia struktur mineralnych, często poprzecznie spękanych, i 8) kierunkowe wydłużenia struktur migdałowcowych. System drobnych szczelinek i pęknięć, niekiedy gęsto ustawionych, pospolicie przecina lineację B_1 pod kątem prostym lub zbliżonym do prostego. Podobnie jak w okolicy Międzygórze, zjawisko to świadczy, że oś b równoległa do B_1 jest większa od 2τ , a odpowiednia oś stressu jest osią stressu ujemnego czyli tensyjnego.

Lineacja B_1 jest równoległa lub prawie równoległa do ogólnego przebiegu głównych struktur, co do których zdaje się nie ulegać wątpli-

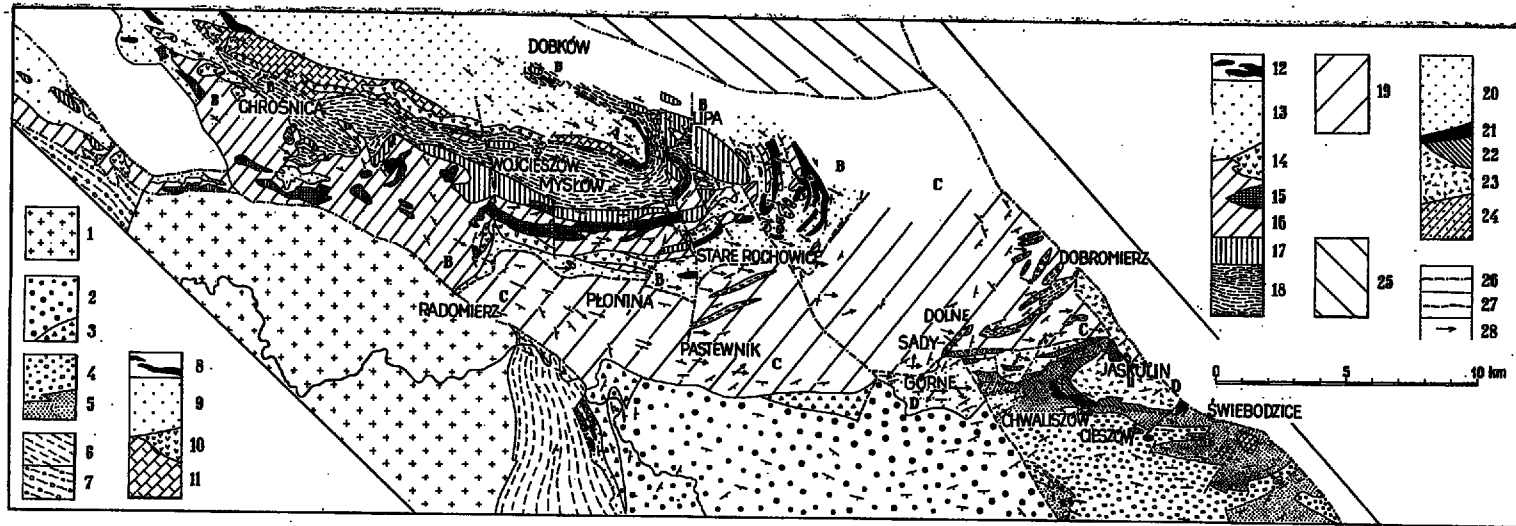


Fig. 9

Szkic geologiczny pd.-wschodniej części Gór Kaczawskich

(na podstawie zdjęć E. Zimmermanna, G. Berga, S. Radwańskiego i H. Teisseyre'a)

1 granit Karkonoszy; północna część niecki śródsudeckiej: 2 zlepnie i szarogłazy dolnego karbonu, 3 brekcje osadowe dolnego karbonu; depresja świebodzic: 4 zlepnie turnaju, 5 mułowce, szarogłazy i zlepnie górnego dewonu; metamorfik bloku Karkonoszy: 6 łupki krystaliczne, amfibolity, gnejsoidy, 7 gnejsy izerackie i granity rumburskie; jednostka świerzawy: 8 sylur, 9 ordowik, 10 keratofiry, 11 łupki zielenicowe; jednostka Bolkowa: 12 sylur, 13 ordowik, 14 keratofiry, 15 porfiroidy, 16 łupki zielenicowe i diabazy, 17 wapienie wojcieszowskie, 18 łupki radzimowickie; 19 formacja zielenicowa jednostki Dobromierza; jednostka Cieszowa: 20 ordowik, 21 tufoidy i brekcje, 22 kataklazyty i mylonity, 23 epi-bazalty; 24 łupki zielenicowe okolicy świebodzic; 25 zielenice północnego pnia Gór Kaczawskich; 26-27 nasunięcia i uskoki; 28 lineacja B₁

Geological sketch map of the south-eastern part of the Kaczawa Mountains (Bober-Katzbachgebirge)

(according to E. Zimmermann, G. Berg, S. Radwański and H. Teisseyre)

1 granite of Karkonosze (Riesengebirge); Middle Sudectic Trough: 2 conglomerates and graywackes of the Lower Carboniferous, 3 sedimentary breccias of the Lower Carboniferous; Świebodzić depression: 4 Tournaisian conglomerates, 5 conglomerates, graywackes and siltstones of the Upper Devonian; metamorphic series of the Karkonosze block: 6 mica-schists, amphibolites, gneissoids, 7 gneisses of Isera and granite of Rumburg; Świerżawa (Schönau) unit: 8 Silurian, 9 Ordovician, 10 keratophyres, 11 green-schists; Bolków (Bolkenhain) unit: 12 Silurian, 13 Ordovician, 14 keratophyres, 15 porphyroids, 16 green-schist, 17 Wojcieszów (Kauffung) limestones, 18 Radzimowice (Altenberg) slates, 19 green-schists of the Dobromierz (Hohenfriedeberg) unit; Cieszów (Frölichsdorf) unit: 20 Ordovician, 21 tuffoides and breccias, 22 cataclastites and mylonites, 23. epi-basalts; 24 green schists of the vicinity of Świebodzić (Fretburg); 25 greenstones of the northern branch of the Kaczawa Mts. (Bober-Katzbachgebirge); 26-27 faults and thrusts; 28 lineation B₁

wości, że powstały w czasie przefałdowania młodokaledońskiego. Można ją przeto określić jako zespół liniowych mikrodeformacji związany genetycznie z młodokaledońską orogenezą, główną jeśli chodzi o region kaczawski. Kierunek tych mikrodeformacji jest na ogół wschodni, a kąt nachylenia łagodny. Na diagramach dostrzega się jednak silne rotacje przede wszystkim wokół stromo ustawionych osi. W odkrywkach stwierdzono, że rozrzut lineacji B_1 spowodowany jest przez interferencję rotacji pierwotnych i wtórnych. Pierwsze z nich osiągają nierzadko kąt ponad 30° nawet w jednej i tej samej odkrywce. Wiążą się one z dyferencjalnymi ruchami deformowanych skał i rotacjami większe i pozostają w związku z późniejszymi lineacjami i uskokami, a zatem z rotacjami stressu subsekwentnego względem głównej deformacji.

Często napotykaną w terenie oznaki tensji równoległej do B_1 pozwalają przypuszczać, że niekiedy obserwowane płaskie fałdki prostopadłe lub prawie prostopadłe do wspomnianej lineacji z reguły nie reprezentują lineacji A_1 . Zapewne należą one do lineacji B_2 lub B_3 , przynajmniej w znacznej ilości przypadków. W niektórych odkrywkach nasuwały się jednakże wątpliwości w tym względzie i nie jest wykluczone, że w niektórych choć rzadkich przypadkach do lineacji B_2 i B_3 zaliczono też fałdki reprezentujące faktycznie lineację A_1 , związaną z lokalnymi objawami podłużnej kompresji ($b < 2r$).

Nie sądzę wszakże, aby takie sporadyczne pomyłki mogły wpłynąć w sposób zasadniczy na ostateczny wynik analizy diagramów.

Lineacja B_2 nachyla się ku NE, względnie SW, najczęściej łagodnie, wyraźnie przełamując lub deformując lineację B_1 , tam gdzie obie przecinają się. Lineację B_2 tworzy gufraż, najczęściej jednak drobne fałdki, czasem dachowato przełamane, a niekiedy podkreślone pęknięciami mniej lub więcej równoległymi do ich powierzchni osiowej. W typowym rozwoju zdradza ona wyraźnie większą sztywność warstw niż lineacja B_1 . W wielu przypadkach fałdki B_2 stwierdzono w miejscach, w których mikrostruktury B_1 są rozwinięte słabo lub wcale się nie ujawniają. Kiedy indziej są obecne oba systemy fałdków i wówczas struktury B_2 mogą wykazywać dużą chwiejność przebiegu osi, która miejscami załamuje się, zmieniając bieg o kilka do kilkudziesięciu stopni, a nawet na małych odcinkach przystosowuje się do kierunku B_1 . Nagłe zmiany biegu fałdków B_2 dostrzega się miejscami co kilka centymetrów, jeśli mamy do czynienia z cienkolaminowanymi łupkami ordowiku.

Lineacja B_2 jest równoległa do systemu uskoków, które przecinają skośnie kambro-sylur oraz górny dewon i kulm depresji Świebodzię. Czy pozostaje ona w związku genetycznym z tymi uskokami, nie zdołano rozstrzygnąć. Lineacja B_2 sugeruje w każdym razie fazę kompresji

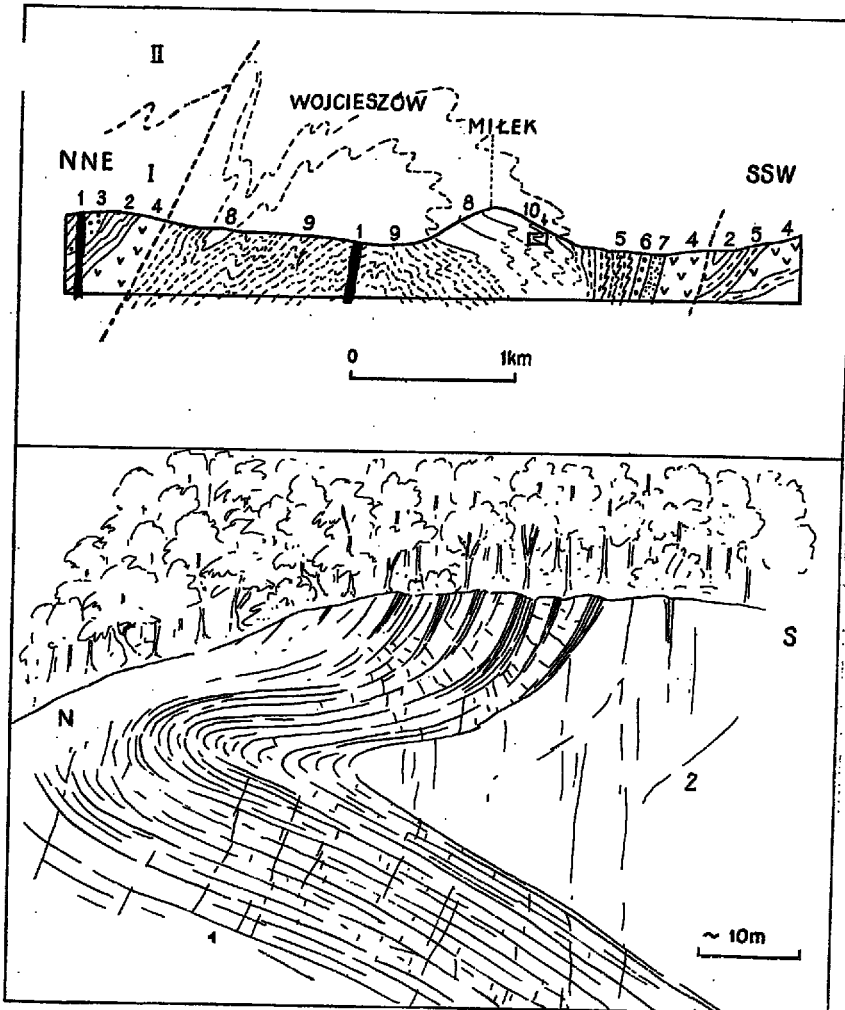


Fig. 10

Przekrój poprzeczny przez jednostkę Świerzawy i jednostkę Bolkowa w okolicy Wojcieszowa

1 wulkanity młodopaleozoiczne, 2 fyllity ordowiku, 3 diabazy ordowickie, 4 keratofiry (ordowik-kambr górny), 5 łupki zieleńcowe (wyższy kambr), 6 epi-bazalty i diabazy (wyższy kambr), 7 porfiroidy (wyższy kambr), 8 wapień wojcieszowski (dolny kambr), 9 łupki radzimowickie (eokambr), 10 fragment podany na sasku poniżej. I jednostka Świerzawy, II jednostka Bolkowa. W wapieniach wojcieszowskich widoczne są fałdy kaskadowe. Poniżej fragment systemu fałdów kaskadowych, według sasku wykonanego przez autora na zachodnim zboczu Mt. Młęk; 1 wapień wojcieszowski dolny, 2 wapień wojcieszowski górny

Geological section through the unit of Świerzawa (Schönau) and the unit of Bolków (Bolkenhain) in the environs of Wojcieszów (Kauffung)

1 Young Paleozoic volcanites, 2 gray slates (Ordovician), 3 diabases (Ordovician), 4 keratophyres (Ordovician-Upper Cambrian), 5 green-schists (Higher Cambrian), 6 epi-basalts and diabases (Higher Cambrian), 7 porphyroids (Higher Cambrian), 8 Wojcieszów Limestone (Lower Cambrian), 9 Radzimowice slates (Altenberger Schiefer), (Eo-Cambrian). I Świerzawa unit, II Bolków unit. Cascade folds are visible in the Wojcieszów limestone. Below, a fragment of the cascade fold system, as seen in a quarry on the western slope of Mt. Młęk — field drawing by the writer (1 lower Wojcieszów limestone, 2 upper Wojcieszów limestone). The fragment is marked on the geological section under figure 10

w kierunku SE-NW lub w kierunkach zbliżonych, po pewnym zeszczywnieniu metamorfiku kaczawskiego. Być może, mamy tu do czynienia z kompresją hercyńską.

Lineacja B_3 deformuje mikrostruktury B_1 i B_2 , jak to już raz powyżej wspomniano. Ten stosunek czasowy wszystkich trzech lineacji jedynie wyjątkowo zaznacza się w sposób wyraźny. Nakładanie się na siebie trzech deformacji wywołuje natomiast dość często, w łupkach cienkolaminowanych, chaotyczne i niemożliwe do rozszyfrowania zniekształcenia. Dzieje się to zwłaszcza, jeśli z nieuchwytnych przyczyn lokalnych poszczególne lineacje ulegają licznym i ostrym załamaniom i w związku z tym silnej dyspersji.

Charakter lineacji B_3 jest podobny do lineacji B_2 . Główny jej element stanowią drobne fałdki, często ostre, dachowate i spękanie równoległe do powierzchni osiowej. Niekiedy dołącza się do nich gruby zazwyczaj i mało regularny gufraż, lub złupkowanie spękania złożone z nierównych pęknięć, pojawiających się jednak dość regularnie w odstępach od kilku do 30 mm.

Lineacja B_3 układa się równoległe do najwidoczniej młodszego systemu dyslokacji hercyńskich, być może, czynnych jeszcze w czasie kompresji młodosaksońskiej. System ten przebiega w kierunku NW-SE do N-S. Należy do niego nasunięcie Strugi, ograniczające od zachodu depresję Świebodzię (według J. Oberca czynne jeszcze w fazie laramijskiej — informacja podana w referacie), oraz dyslokacja Wierzchosławic, wzdłuż której zmetamorfizowany kambro-sylur okolic Bolkowa nasuwa się ku W na czerwony spagowiec, wypełniający jednostronny rów tej samej nazwy (Knetsch 1938).

Jednostka Świerzawy i jednostka Bolkowa

Jednostki te zbadano na przestrzeni między Wojcieszowem a Bolkowem. Jednostka Świerzawy składa się z łupków zieleńcowych, złupkowanych keratofirów, łupków ordowiku i utworów syluru. Jednostkę Bolkowa, która leży ponad poprzednią, rozpoczynają łupki radzimiwickie zaliczane do najwyższego prekambriu. Wyżej następują kolejno: wapienie wojcieszowskie dolnego kambriu, formacja wulkaniczna środkowego i górnego kambriu, łupki ordowiku oraz łupki i lidyty syluru. Nie wchodząc w szczegóły tektoniki obu tych jednostek, na co brak miejsca w niniejszej pracy, przyjrzyjmy się diagramowi na figurze 11. Podaje on zbiorczo lineacje pomierzone w obrębie jednostek Świerzawy i Bolkowa, między Wojcieszowem a Bolkowem (540 pomiarów). Widzimy, że lineacja B_1 daje na tym obszarze przytłaczającej wielkości centrum kulminacyjne w azymucie 90° , przy upadzie 20° (15,35%). Centrum to jest silnie rozciągnięte na pola kwadrantów NE i SE, przy czym

runki skrajne przecinają się pod kątem ponad 90° , pokrywając się ze skrajnymi lineacjami grupy B_2 i B_3 . Nachylenie lineacji B_1 jest w ogromnej większości przypadków łagodne i zasadniczo zwrócone ku E. Kierunki przeciwne są rzadkie, podobnie jak te partie, w których wspomniana lineacja jest stromo pochylona na skutek subsekwentnych rotacji.

Lineacje B_2 i B_3 zaznaczają się słabo na diagramie. Ponadto są one rozbite na izolowane drobne centra, których wielkość nigdzie nie przekracza 0,75%. Centrum należące do B_2 , a występujące w kwadrancie

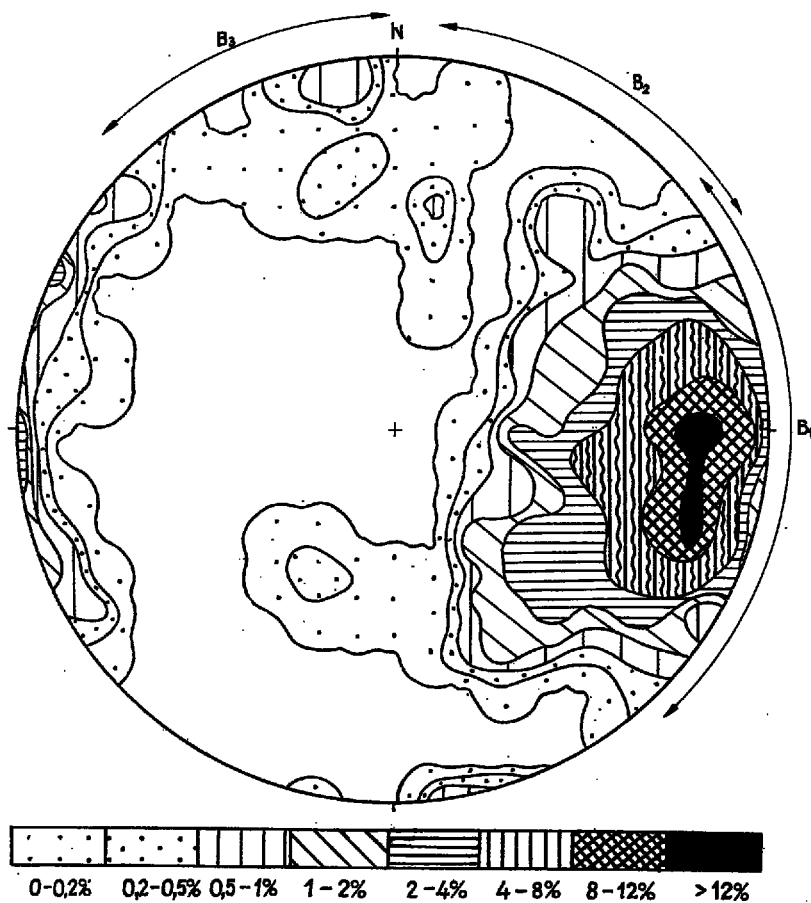


Fig. 11

Diagram zbiorczy lineacji B_1 , B_2 i B_3 dla jednostki Świerzawy i Bolkowa, oparty na 540 pomiarach

Diagram showing the lineations B_1 , B_2 and B_3 in the Świerzawa (Schönau) unit and Bolków (Bolkenhain), as based on 540 measurements

SW, zdradza strome ustawienie elementów liniowych; gdzie indziej nachylenie lineacji jest umiarkowane lub słabe. Te rotacje lineacji B_2 i B_3 są w znacznym stopniu zależne od nachylenia warstw, które — jak to wynika z obserwacji polowych — uległy miejscami silnemu zestromieniu po osadzeniu się czerwonego spągowca, prawdopodobnie w czasie orogenezy młodosaaksońskiej.

Jednostka Dobromierza

Jednostka ta zbudowana jest wyłącznie z potężnej serii zieleńcowej zaliczanej do wyższego kambru. Obok łupków zieleńcowych i mniej lub bardziej wyraźnie złupkowanych epibazaltów występują w niej wkładki

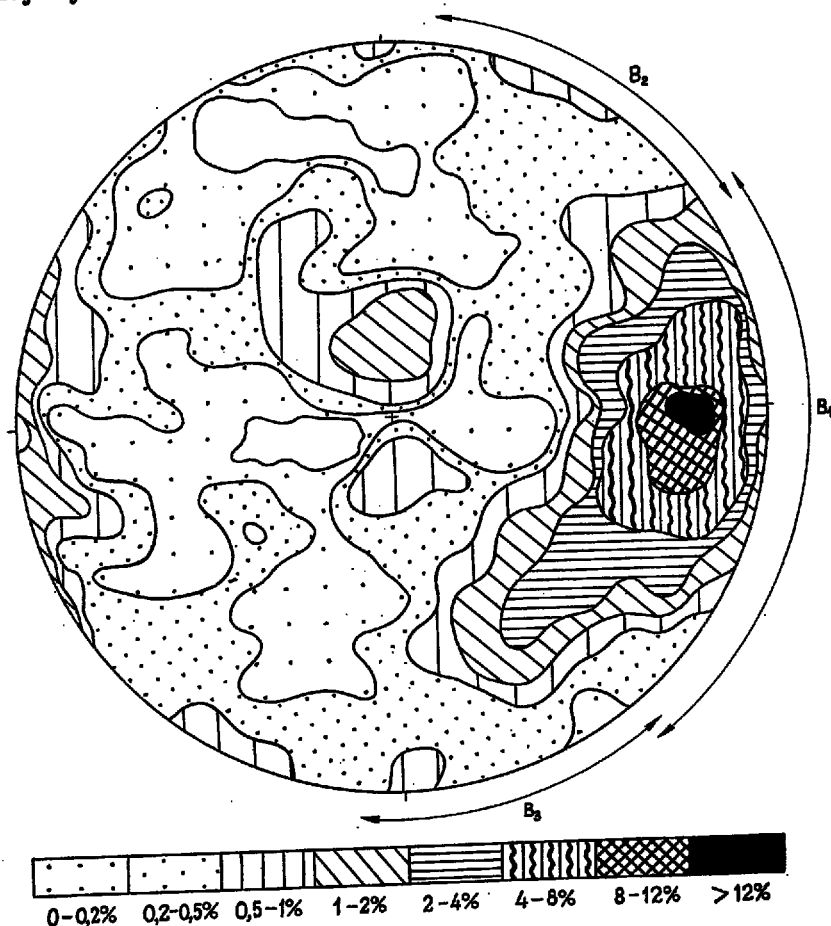


Fig. 12

Diagram zbiorczy B_1 , B_2 i B_3 dla jednostki Dobromierza, oparty na 804 pomiarach

Collective diagram of the lineations B_1 , B_2 and B_3 for the Dobromierz (Hohenfriedeberg) unit, based on 804 measurements

łupków serycytowych i chlorytowo-serycytowych. Upady warstw zwrócone są ku S lub N w części zachodniej, przy czym kąt upadu bywa tu bardzo stromy. W części wschodniej warstwy zapadają na ogół ku SE pod umiarkowanymi kątami.

Diagram zbiorczy 804 pomiarów lineacji wykonanych w obrębie jednostki Dobromierza przedstawia figura 12. Po prawej stronie diagramu wybitnie zaznacza się pole lineacji B_1 . Ogromna większość pomiarów

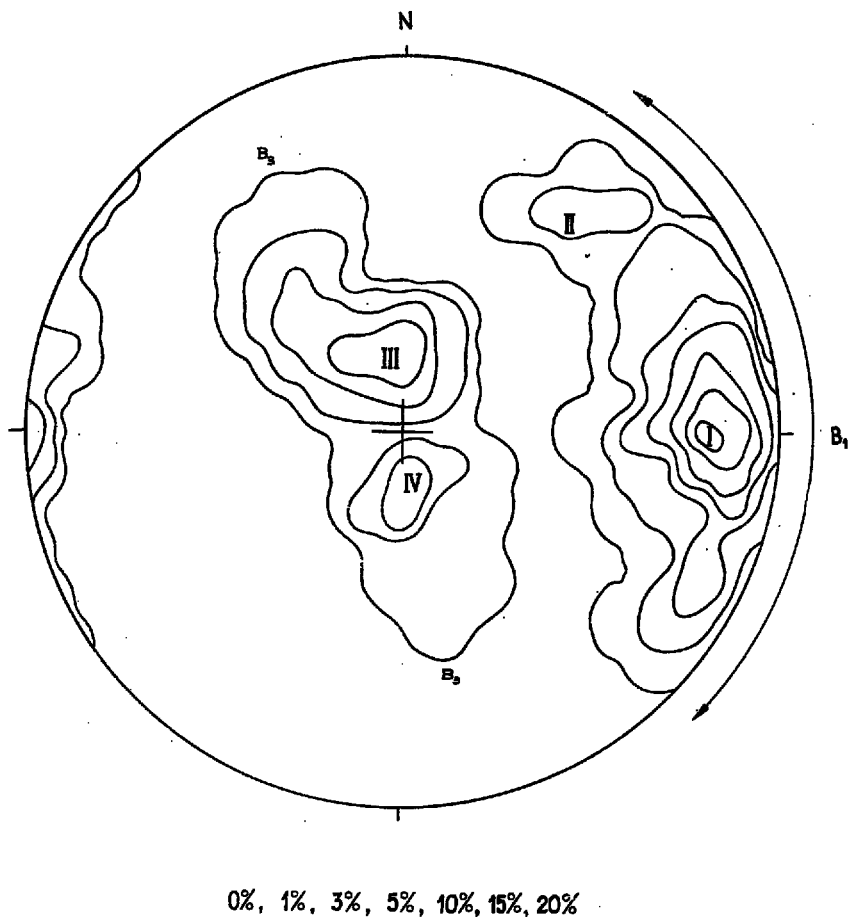


Fig. 13

Diagram lineacji B_1 i B_3 w Domanowie (jednostka Dobromierza), odkrywki w łupkach zielenicowych na N od wsi po obu stronach szosy do Bolkowa (157 pomiarów)

I-II maksima lineacji B_1 . *III-IV* maksima lineacji B_3 . Obie lineacje wykazują silne rotacje

Diagram of the lineations B_1 and B_3 in the north part of locality Domanów (Dobromierz unit). The outcrops on both sides of the highway to Bolków — green-schists formation

I and *II* maxima of B_1 lineation, *III* and *IV* maxima of B_3 lineation. Both lineations are strongly rotated

skupia się w tym właśnie polu. Maksimum (14,36%) przypada na azymut 90° i nachylenie 20° , zupełnie tak samo jak w jednostce Świerzawy i jednostce Bolkowa. Rotacja lineacji B_1 jest tu jednakże jeszcze większa, przekracza bowiem 100° , a biegun jej osi znajduje się w pobliżu maksimum dla B_3 . Ta ostatnia lineacja układa się prawie merydionalnie i na skutek rotacji uległa rozbiciu na trzy oddzielne maksima, z których dwa leżą po obu stronach centrum projekcji. Reprezentują one lineację B_3 silnie zestromioną, na skutek tego, że po osadzeniu się czerwonego spągowca łupki zieleńcowe jednostki Dobromierza uległy spiętrzeniu

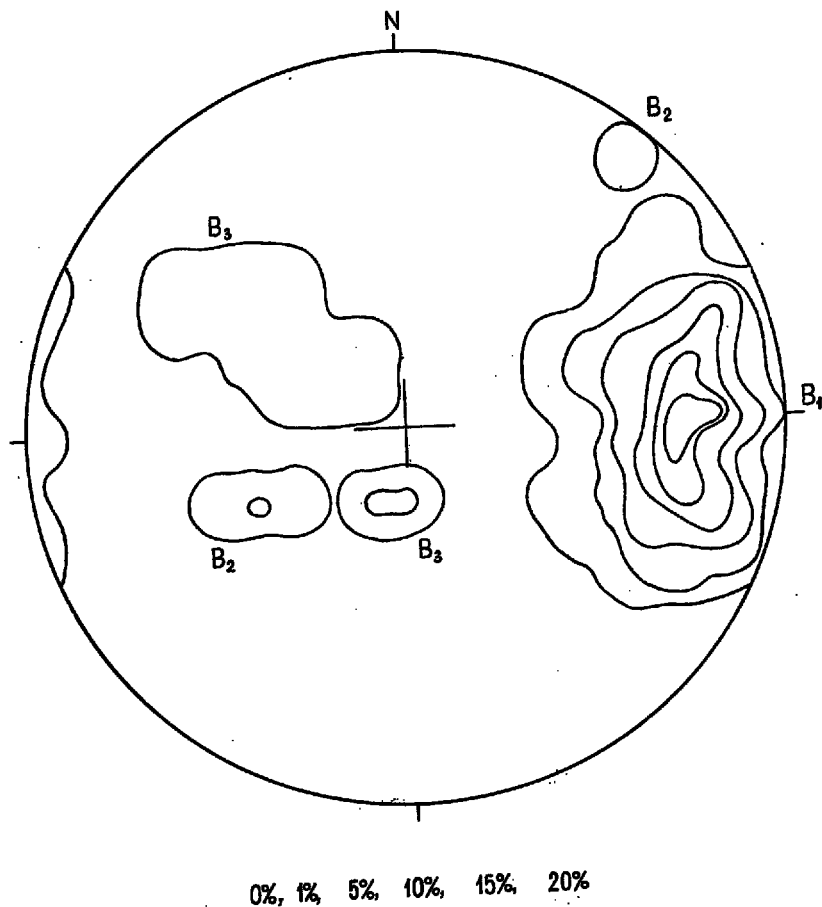


Fig. 14

Diagram lineacji B_1 , B_2 i B_3 na podstawie 192 pomiarów wykonanych w łupkach zieleńcowych okolic Płoniny, Pastewnika i Świdnika

Diagram of the lineations B_1 , B_2 and B_3 on the base of 192 measurements executed in the green-schists formation of the environs of Płonina (Nimmersath), Pastewnik (Kunzendorf) and Świdnik (Streckenbach)

wzdłuż południowej krawędzi rowu Wierchosławic. Być może, rotacja ta łączy się z kompresją młodosaksońską.

Jeszcze lepiej zaznacza się ona na diagramie przedstawionym na figurze 13. Diagram ten opiera się na 157 pomiarach wykonanych na północnym krańcu przełomu przez łupki zieleńcowe w Dumanowie, tuż przy kontakcie z czerwonym spągowcem rowu Wierchosławic. Lineacja B_1 skupia się po prawej stronie diagramu, dając silną rotację w kwadrantach NE i SE. Maksimum tej lineacji wyznacza azymut 90° i upad 20° . Lineacja B_3 zajmuje środkową część diagramu, dając dwa strome maksima: $355^\circ/72^\circ$ (7,56%) i $180^\circ/74^\circ$ (4,40%).

O ile lineacja B_1 występuje wyraźnie w całej jednostce Dobromierza, wykazując — poza partiami wyjątkowymi — zadziwiająco stałe położenie, o tyle lineacje B_2 i B_3 zjawiają się w różnym natężeniu zależnie od okolicy. Miejscami są one bardzo silnie zredukowane, jak to widzimy w rejonie Płoniny, Pastewnika i Świdnika (fig. 14).

Jednostka Cieszowa

Jednostka Cieszowa zbudowana jest z serii wulkanicznej, zaliczanej do wyższego kambru i z łupków uważanych za ordowik. Serię kambryjską rozpoczynają epibazalty z wkładkami skał osadowych w znacznej mierze tufowego pochodzenia. Wyżej następują kataklazyty i cieszowskie mylonity kwarcowo-albitowe, przykryte kolejno przez łupki chłorytowe i fyllity wapienne ze sporadycznymi soczewkami krystalicznych wapieni. Ordowik reprezentują łupki mułowo-ilaste i kwarcytowe, lekko sfyllityzowane.

Ze względu na szczegóły tektoniczne, jednostkę Cieszowa podzielić można na dwa odcinki — odcinek położony na zachód od nasunięcia Strugi i odcinek rozpościerający się na wschód od tej wielkiej dyslokacji. Pierwszy odcinek zbudowany jest stosunkowo prosto z serii ordowickiej, zapadającej monoklinalnie ku południowi pod utwory kulmowe, graniczące ze starszym podłożem wzdłuż powierzchni erozyjnej, rzadziej wzdłuż dyslokacji.

W odcinku drugim napotykamy natomiast poważne komplikacje tektoniczne. Łupki ordowickie i skały wyższego kambru występują tu na przemian ze skałami osadowymi górnego dewonu i najniższego kulmu. Wszystkie dotychczas odsłonięte i poznane kontakty serii kaledońskiej i sekwencji hercyńskiej są natury tektonicznej i zaznaczają się jako mniej lub więcej grube brekce tektoniczne.

Miejscami występują serie odwrócone na skutek silnego przefałdowania górnego dewonu i kulmu z kompleksem kaledońskim. Największym elementem tego rodzaju jest eliptyczny płat Jaskulina, w którym odwrócona seria epibazaltów, kataklazytów i tufoidów spoczywa na bardzo silnie zaburzonych skałach górnego dewonu.

Ilość pomiarów lineacji we wschodniej części jednostki Cieszowa była zbyt mała, a jej dyspersja zbyt duża, aby można było dokonać próby interpretacji zanotowanych mikrostruktur. Poprzestaną zatem na krótkim omówieniu lineacji w zachodniej części jednostki Cieszowa (na zachód od nasunięcia Strugi), dla której uzyskano 374 pomiarów. Diagram lineacji B wykreślony w zachodniej części omawianej jednostki przedstawia figura 15. Maksima charakterystyczne dla wszystkich trzech lineacji B



Fig. 15

Diagram zbiorczy lineacji B_1 , B_2 i B_3 dla zachodniej części jednostki Cieszowa, oparty na 375 pomiarach. Symbole biegu i upadu odnoszą się do drobnych fałdów
Linia dłuższa — położenie osi drobnych fałdów, linia krótsza — wergencja drobnych fałdów

Collective diagram of the lineations B_1 , B_2 and B_3 of the western part of the Cieszów (Fröhlichsdorf) unit, based on 375 measurements

Longer lines of the dip-strikes symbols — position of minor fold axes, shorter lines of these symbols — directions of inclination of the asymmetric or overturned minor folds

zaznaczają się na tym diagramie bardzo wyraźnie. W partiach granicznych elementy trzech lineacji w znacznej mierze pokrywają się. Lineacja B_1 wykazuje nachylenia zarówno zachodnie (na W krańcu terenu w Sadach Górnych), jak i nachylenie wschodnie (zwłaszcza w E części terenu). Przeważnie lineacja ta leży jednakże poziomo, dając maksimum (4,9%) przy azymucie $90^\circ/0^\circ = 270^\circ/0^\circ$. Drobne asymetryczne fałdki zanotowane w obrębie B_1 w znacznej przewadze przewalone są ku S, wskazując raczej na południową wergencję ruchu. Maksimum charakterystyczne dla lineacji B_2 dostrzegamy w kwadrancie trzecim (SW), w azymucie 225° , przy upadzie 30° (4,0%). Kierunek fałdów asymetrycznych jest tu zmienny. Wergencje SE i NW są mniej więcej jednakowo często napotymane. Lineacja B_3 występuje na omawianym diagramie najwyraźniej, dając maksimum (6,75%) w azymucie 180° , przy nachyleniu 20° .

Wszystkie lineacje są wyraźnie zrotowane wokół stromych osi, przy czym najsilniejsze rotacje wykazuje lineacja B_1 , co jest zrozumiałe. Rotacje są zarówno pierwotne jak i wtórne, dając na diagramie rotacje wypadkową.

Drobne fałdki asymetryczne, przynależne do lineacji B_3 , wykazują stałe wergencję zachodnią, zgodnie z wergencją nasunięcia Wierchostawic i nasunięcia Strugi, z którymi można by łączyć omawiane mikrostruktury.

ZAKOŃCZENIE I WNIOSKI

Uwagi odnoszące się do podziału i ewolucji strukturalnej Sudetów i niektóre, powyżej zamieszczone, nowe wyniki badań mikrostrukturalnych nie wyczerpują tematyki tektonicznej tych gór. Wybrałem tylko takie ogólne zagadnienia, których gruntowne przedyskutowanie wydaje mi się rzeczą pilną, nim zakończymy pierwszy etap szczegółowych prac terenowych. Z ogromnej ilości materiałów dotychczas nagromadzonych próbowałem wydobyć te szczegóły, które stały się punktem wyjścia poważnych rozbieżności zapatrywań, wyeliminować koncepcje nie dające się utrzymać, zamknąć w sferze hipotez roboczych takie rozwiązania, których nie da się uzasadnić w sposób wystarczający, i wyłowić najważniejszą problematykę nowego etapu badań.

Podałem też w skrócie niektóre wyniki moich badań mikrostrukturalnych w Sudetach, próbując nawiązać je, o ile to było możliwe, do wielkich struktur i znanych etapów w tektonicznym rozwoju tych gór. Chciałem dać wyraz temu, że metodom mikrostrukturalnym przypisuje ogromne znaczenie w nowym rozpoczynającym się etapie szczegółowych studiów tektonicznych w Sudetach, i dorzucić do znanych w literaturze opracowań jeszcze jedną próbę zastosowania mikrostrukturalnych obserwacji polowych do analizy tektonicznej naszego metamorfiku.

Wnioski wynikające z rozważań i z badań przedstawionych w pracy można by zestawić w sposób następujący.

1. Wychodząc ze stwierdzenia, że Sudety zawdzięczają swą indywidualność trzeciorzędowemu wypiętrzeniu, można je uważać za element młody, jeśli się je traktuje jako całość jednostkową.

2. Najcharakterystyczniejszą cechą tej całości jest jej mozaikowa budowa wewnętrzna, w szczegółach bardzo skomplikowana i różnorodna.

3. Sudety rozpadają się na struktury lub zespoły strukturalne o regionalnym zasięgu, w których odsłaniają się na powierzchni ziemi serie skalne bardzo różnego wieku i pochodzenia, w różnym stopniu zdeformowane i często silnie przeobrażone metamorficznie.

4. Jednostki strukturalne o zasięgu regionalnym są w Sudetach wynikiem ruchów o silnej komponente pionowej, przy czym tendencja do podnoszenia się lub obniżania była często permanentna przez długie okresy czasu.

5. Regionalne rozczłonkowanie Sudetów jest subsekwentne w stosunku do głównych okresów przefaldowania metamorficznego podłoża i rozpoczęło się zasadniczo w hercyńskiej epoce faldowania. Z przerwami trwało ono do trzeciorzędu włącznie, nasilając się w okresie wzmagania się ruchów górotwórczych.

6. Poszczególne jednostki regionalne Sudetów ograniczone są najczęściej dyslokacjami, fleksurami lub też obniżeniami tektonicznymi.

7. Jednostki te mają najczęściej skład heterogeniczny. Tworzą je bowiem struktury, lub tylko wycinki struktur różnego pochodzenia, różnego charakteru i różnego wieku, zespolone wspólną tendencją do podnoszenia się lub obniżania.

8. Prócz dużych jednostek złożonych, o regionalnym zasięgu, należy w Sudetach wydzielić i opisać wszystkie jednostki homogeniczne, klasyfikując je, tak jak to proponował J. Oberc (1959), według wieku, a także według charakteru i historii odkształceń.

9. Klasyfikacja elementów homogenicznych jest w Sudetach dotychczas w wielu przypadkach niepewna, dyskusyjna lub wręcz sporna, jeśli chodzi o niektóre stare elementy.

10. Główną przyczyną tego stanu rzeczy jest niepewność lub wręcz dowolność stratygrafii metamorfiku sudeckiego w wielu szczegółach. Dyskusyjna jest zwłaszcza granica między prekambrem a kambro-sylerem. Stąd wynika, że opracowanie stratygrafii metamorficznego podłoża Sudetów metodami bardziej nowoczesnymi niż dotychczas jest jedną z najważniejszych spraw w nadchodzącym okresie szczegółowych geologicznych badań.

11. Autor sądzi, że jedynie główne przefaldowanie paragnejsów i migmatytów sowiogórskich zdaje się być na pewno prekambryjskiego wieku. Wiek głównych, dobrze dostrzegalnych deformacji w innych se-

riach, zaliczanych mniej lub więcej słusznie do prekambru, jest ciągle dyskusyjny, po pierwsze dlatego, że nie ustalono dotychczas przynależności stratygraficznej tych serii i ich metamorficznych przeobrażeń ponad wszelką wątpliwość, oraz dlatego, że wiek skał nie definiuje na ogół wieku odkształceń. Klasyfikacja starych odkształceń na prekambryjskie, asyntyjskie i kaledońskie a nawet w pewnych przypadkach i hercyńskie jest w Sudetach jeszcze w dużej mierze niedostatecznie uzasadniona, dyskusyjna i umowna. W najbliższym okresie badań będziemy musieli dołożyć wszelkich starań, aby usunąć te niejasności.

12. Omawiając metamorfik Łądka i Śnieżnika, autor popiera koncepcję K. Smulikowskiego, według której gnejsy tzw. gierałtowskie i tzw. śnieżnickie są ze sobą powiązane ściśle czasowo, przestrzennie i genetycznie i przynależą do jednego okresu przeobrażeń infrakrystalnych. Lokalne objawy mobilizacji tak jednych jak i drugich bynajmniej nie przeczą powyższej koncepcji.

13. W jednostce Międzygórza autor stwierdził i opisał trzy różnowiekowe lineacje *B*. Najstarsza z nich B_1 układa się równolegle do osi głównej struktury, wykazując biegi prawie południkowe lub zbliżone. Lineacja następna B_2 przebiega w kierunku SE-NW i deformuje pierwszą. Lineacja uważana za najmłodszą zjawia się rzadko i wykazuje kierunki E-W lub NE-SW. Wszystkie trzy lineacje zaznaczają się w obu typach gnejsów, gierałtowskim i śnieżnickim oraz w łupkach strońskich.

14. Autor sądzi, że nadszedł czas, aby nic nie mówiące nazwy regionalne „gnejs śnieżnicki“ i „gnejs gierałtowski“ znikły z literatury i zostały zastąpione przez nazwy opisowe oparte na istotnych cechach tych skał, zgodnie z tym co próbowali już uczynić niektórzy autorzy, a w pierwszym rzędzie W. Smulikowski (1959).

15. Trzy lineacje *B* stwierdza autor w pd.-wschodniej części Gór Kaczawskich. Występują tu cztery jednostki wyższego rzędu zbudowane z kambro-syluru, które prześledzono na przestrzeni od Wojcieszowa po brzeg sudecki. Na podstawie ponad 1800 pomiarów lineacji uzyskanych na tej przestrzeni ustalono, że najstarsza z nich, oznaczona symbolem B_1 układa się mniej więcej równolegle do osi głównych struktur, kulminując w azymucie 90° , przy upadzie 20° . Można ją uważać za zespół mikrostruktur związanych z młodokaledońskim przeładowaniem metamorfiku kaczawskiego. Lineacja młodsza B_2 wykazuje kierunki NE-SW i może być hercyńskiego wieku. Lineacja najmłodsza B_3 przebiega w azymutach NNW-SSE do N-S i łączy się najprawdopodobniej z systemem nasunięć o tych samych kierunkach, założonych w czasie ruchów hercyńskich, przy czym niektóre z tych nasunięć były czynne jeszcze po osadzeniu się czerwonego spągowca.

16. Nie ustalono, w jakim stosunku pozostają do siebie trzy lineacje *B* odkryte w jednostce Międzygórza do trzech lineacji *B*, które stwierdzono w SE części Gór Kaczawskich.

17. W obu zbadanych regionach uderza brak lub ubóstwo mikroform, które można by uważać za lineacje A_1 , A_2 i A_3 związane genetycznie z trzema lineacjami B, które w pracy opisano.

Zakład Nauk Geologicznych PAN

Katedra Geologii Ogólnej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, w marcu 1964 r.

LITERATURA CYTOWANA

- BEDERKE E. 1929. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten etc. — Fortschr. Geol. Paläont., Bd. VII, H. 23. Berlin.
- 1943. Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. — Geol. Rundschau, Bd. 34, H. 1. Stuttgart.
- 1956. Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. — Ibidem, Bd. 45, H. 2.
- BEDERKE E. & NIEMCZYK O. 1942. Das oberschlesische Gebiet. — Dtsch. Steinkohlenbergbau, Bd. 1. Essen.
- BHATTACHARJI S. 1958. Theoretical and experimental investigations on cross-folding. — J. Geol., vol. 66, no. 6. Chicago.
- BRAUSE H., HIRSCHMANN G. & TRÖGER K. 1962. Einige neue Ergebnisse aus dem Paläozoikum der Lausitz. — Geologie, Bd. 11, H. 7. Berlin.
- CHALOUPSKÝ J. 1958. Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolní Rokytnicí (Geologisch-petrographische Verhältnisse im Iser-tal zwischen Harrachov und Dolní Rokytnicé — Isergebirge). — Sborn. Ústř. Úst. Geol., sv. 24, odd. geol., díl. 1. Praha.
- CLOOS H. 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin.
- CLOOS E. 1946. Lineation, a critical review and annotated bibliography. — Geol. Soc. Amer., Mem. 18. New York.
- DON J. 1963. Następstwo serii infrakrustalnych w metamorfiku Śnieżnika (The sequence of infracrustal series in the metamorphic of Śnieżnik). — Acta Musei Silesiae, ser. A, XII/1963. Opava.
- DUMICZ M. 1960. Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich (Notes on minor tectonic structures in the southern part of the metamorphic of the Bystrzyckie Mts. — Sudeten). — Acta Geol. Pol., vol. X/1. Warszawa.
- 1964. Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich (Geology of the crystalline massif of the Bystrzyckie Mts.). — Geologia Sudetica, t. II. Warszawa.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G. & BEDERKE E. 1942. Erläuterungen zur geol. Karte des Deutschen Reiches 1:25000, H. 343, Blatt: Glatz. Königshain, Reichenstein u. Landeck. Berlin Reichsamt f. Bodenforschung.
- FISCHER G. 1935. Bau des Glatzer Schneegebirges. — Jb. Preuss. Geol. Landesanst., Bd. 56. Berlin.
- 1936. Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem bayrischen Wald u. Mähren. — Sonderdruck aus dem Jb. Preuss. Geol. Landesanst., Bd. 56. Berlin.

- FRĄCKIEWICZ W. 1958. Wstępne uwagi o budowie geologicznej okolic Międzygórze (Preliminary notes on the geological structure of the vicinity of Międzygórze — Lower Silesia). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 127. Warszawa.
- GROCHOLSKI W. 1961. Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich (Tectonics of the south-western border of the Sowie Mts.). — *Studia Geol. Pol.*, vol. VIII. Warszawa.
- KASZA L. 1964. Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej (Geology of the Upper Basin of Biała Łądecka Stream). — *Geologia Sudetica*, t. I. Warszawa.
- KNETSCH G. 1938. Zur Geologie der Glaubersalzquelle am Hedwigsbad, Wiesau bei Bolkenhain (Schlesien). — Sonderdruck aus „Der Balneologe“, Jg. 5, H. 2. Berlin.
- KULP J. L. 1960. The geological time scale. Intern. Geol. Congr. Rep. of the Twenty-First Sess. Norden. Part III. Copenhagen.
- OBERC J. 1957. Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich (Directions of orogenic stresses in the border zone of eastern and western Sudeten). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VII/1. Warszawa.
- 1958. Aktualne zagadnienia geologii metamorfiku śnieżnickiego (Actual problem of geology of the Śnieżnik metamorphic massif — Sudetic Mts.). — *Przeгляд Geol.*, nr 7. Warszawa.
 - 1960. Podział geologiczny Sudetów (Geological subdivision of the Sudeten). — *Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.)*, t. XXX, cz. II. Warszawa.
 - 1960a. Tektonika wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów (Eastern Karkonosze tectonics and their position in the Sudeten structure). — *Acta Geol. Pol.*, vol. X/1. Warszawa.
 - 1961. An outline of the geology of the Karkonosze — Iserablock. — *Zesz. Nauk. Uniw. Wr.*, ser. B, nr 8. Wrocław.
- PAUK F. 1953. Poznámky ke geologii Orlických Hor a Kralického Sněžniku. — *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, roč. 26, č. 5. Praha.
- PETRASCHECK W. 1933. Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. 24. Wien.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H. & FAUL H. 1962. Age of some granitic rocks in Poland. — *Acta Geochimica et Cosmochimica*, vol. 23. Pergamon Press Ltd.
- RÖHLICH P. & TRÖGER K. 1961. Bewegungen an der Wende Mitteldevon/Oberdevon im Bereich der Böhmisches Masse. — *Geologie*, Bd. 10, H. 2. Berlin.
- SCHUMANN K. H. 1937. Zur Frage nach dem Vorkommen von Kulm in der Nimptscher-Kristallinzone. — Sonderdruck aus *Mitt. Miner. Petrogr.*, Bd. 49. Leipzig.
- SMULIKOWSKI K. 1957. Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- 1958. Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów (Problem of genetic classification of granitoids). — *Studia Geol. Pol.*, vol. I. Warszawa.
 - 1960. Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mountains — East-Sudetes. Intern. Geol. Congr. Rep. of the Twenty-First Sess. Norden. Part XIV. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI W. 1959. Gnejsy Sowiej Kopy około Stronia Śląskiego (Gneisses of Sowie Kopa near Stronie, East-Sudetes). — *Arch. Miner.*, t. XII/1. Warszawa.

- 1959a. Contribution to the petrology of the gneisses of Międzygórze (East-Sudetes). — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol., Géogr., vol. VII, no. 9. Varsovie.
- TEISSEYRE H. 1956. Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna (Świebodzice depression as a geological unit). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 106. Warszawa.
- 1957. Budowa Geologiczna okolic Międzygórze, itinerar w II dniu zjazdu. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- 1959. Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung. — Freiburger Forschungshefte, H.C. 57, Februar 1959. Freiberg/Sa.
- 1960. The principal structural features of the sudetic Caledonides. Intern. Geol. Congr., XXI Sess., Norden. Part XIX. Copenhagen.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K. & OBERC J. 1957. Regionalna Geologia Polski, t. III, z. 1, Sudety. Pol. Tow. Geol. Kraków.

H. TEISSEYRE

SOME REMARKS ON THE STRUCTURAL EVOLUTION OF THE SUDETES

(Summary)

ABSTRACT: The writer presents his opinion about the principal structural features of the Sudetes, interpreted as a young physiographic unit. He gives an outline of the regional subdivision of these mountains, based on effects of the younger crustal movements, characterised by a great vertical component. These great regional units are mostly heterogenous in character. As a rule, however, they are composed of fragments of different homogenous structures, belonging often to some different series and some different orogenic periods. The stratigraphy of the metamorphic series being in the Sudetes rather uncertain and not yet adequately clarified, the tectonic development of the older structures is often obscure in essential details, or even controversial. The writer gives also a brief and preliminary description and interpretation of his microstructural field studies in the Kaczawa Mts. (Bober-Katzbachgebirge), and in the Śnieżnik Group (Glatzer-Schneegebirge), as far as these studies concern the lineation phenomena in the metamorphic series.

INTRODUCTORY REMARKS

The geological researches in the Sudetes Mountains date back to the past century. There are, however, still some essential unresolved problems concerning the stratigraphy and the tectonics of this region.

Obscure is the stratigraphy of the metamorphic series and especially of the old crystalline rocks. The structural conditions, are here extremely complicated in consequence of many periods of movements, and many details are not yet adequately clarified.

It is to be emphasized, that attempts at the absolute age determination of the most important crystalline series have failed, as these series are strongly influenced by the Hercynian granitoid intrusions. Even the boundary between the Precambrian and the Cambro-Silurian complexes is controversial and its estimate rather arbitrary.

The tectonic development of the Sudetes seems to start with Precambrian movements. The existence of these movements, however, is rather deduced than

proved. In most cases they cannot be traced in time and space with sufficient certainty, and cannot be undoubtedly separated from the Caledonian or Hercynian deformations. Considerable differences in some opinions concerning this problem still persist.

GENERAL CHARACTERISTICS OF THE SUDETES

The mountains called Sudetes may be looked upon as an extremely complicated horst-like elevation. This elevation is bound essentially by prominent fault-zones, as shown on the accompanying sketch map (fig. 1). The marginal fault zones seem to date mainly from the Hercynian folding, however, they have been rejuvenated during the Tertiary time. Hence the Sudetes, being a structural and physiographic unit of higher order, may be considered as a young element. They have formed on the NE margin of the Bohemian (Moldanubian) Massif, when the alpine revolution was in action.

In spite of the young age of the Sudetes as a regional unit, the internal rock composition of these mountains is very old for the most part. The Precambrian and the Old-Paleozoic rocks form here by far the commonest series and structures. The most characteristic feature of the Sudetes is, however, a mosaic-like arrangement of structures. These structures differ from each other essentially in age, origin, tectonic style and stratigraphic inventory. The mosaic appearance of the Sudetes results from a long history of crustal movements, among which also periods of movements with a considerable vertical component. The Precambrian basement fell to pieces during the Caledonian orogeny, the Caledonides broke down during the Hercynian folding. The dismembering of the old basement continued till the Tertiary. Thus many different blocks have resulted, which are separated from each other mainly by dislocation zones.

There was a strong long-continued tendency for some blocks to rise. Other blocks subsided at the same time. The elevated blocks underwent a deeply reaching erosion and, therefore, they are represented on the earth's surface by strongly metamorphosed series or great intrusive bodies. Those that subsided, on the contrary, constituted sedimentary areas where correlative deposits formed.

The dismemberment of the Sudetes by movement with a great vertical component (epeirogenous movements) provide an important criterion for regional subdivision of these mountains. Many structural units of regional extent may thus be differentiated. Most of them will be seen in fig.1. Only some regions, however, will be discussed in the present paper.

The gneissic block of Sowie Góry

This craton is to be considered as an elevated fragment of the Bohemian (Moldanubian) basement. It consists essentially of strongly folded paragneisses and migmatites. Its autochthonous character and rather early Precambrian (Archean) age, have been postulated by some authors and proved by E. Bederke (1929, 1963).

It seems that the bulk of the Sowie Góry block has remained structurally more or less intact since the Precambrian time. It must be noted, however, that essential readjustments may be seen along all three margins of the unit under consideration (compare: E. Bederke 1929, K. H. Scheumann 1937, H. Teisseyre 1960, W. Grocholski 1961). These readjustments are mainly Hercynian and subsequent to the main folding, which may be looked upon as Precambrian.

Distinct b-lineation, which may be observed everywhere within the gneisses of the Sowle Góry block, most probably originated during the main folding. It is strongly rotated in places, and is now being studied in details by W. Grocholski. The results, however, are not yet available.

The region of Łądek (Landeck) and Śnieżnik (Glatzer Schneeberg)

According to the views of Polish geologists (K. Smulikowski, J. Oberc) the Stronie (Seitendorf) series is the only supracrustal rock assemblage of the region. It may be considered as Precambrian in age. It consists of mica-schists, most of which are more or less feldspathized, some intercalations being converted into paragneisses. The mica-schists are interbedded with quartzites, amphibolites, and contain lenses of crystalline limestone and erlanes.

The Stronie series is associated with an important sequence of gneisses, which are mostly divided into two types, called the Gieraków (Gersdorf) and the Śnieżnik (Schneeberg) gneisses. According to K. Smulikowski (1957, 1960) both are of sedimentary origin, and were formed in a single period of intracrustal transformations. This plagioclase feldspathization is somewhat older than the potash invasion. The latter resulted in the substitution by microcline of former generations of minerals, mainly plagioclase.

The Gieraków gneisses are commonly fine-grained rocks, very variable in their structural appearance. They are not as rich in microcline as the Śnieżnik gneisses and do not contain microcline augen. Meta-basites (amphibolites and eclogites) may be observed in the Gieraków gneisses and their sedimentary origin is often distinctly visible. On the contrary the Śnieżnik gneisses are generally coarse-grained, contain microcline in megablasts or in spindle-like augen and the traces of supracrustal origin are completely effaced in them (K. Smulikowski 1960).

Flow folding and other signs of rheomorphic mobilisation may locally be observed in both gneisses (fig. 3).

Recently J. Don (1963) has emphasized that the Gieraków gneisses occur mostly below the Śnieżnik assemblage. He thought to have proved that the former are younger than the latter (inversion of intracrustal series). However the results of elaborate petrologic investigations by K. Smulikowski, as presented above, are at variance with the assumption of J. Don and this is, therefore hardly tenable. The evidence which he presents (Don 1963) in favour of his concept may be interpreted in another way, a detailed discussion on the matter does not, however, fit into the scope of the present paper.

Opinions also differ strongly as to the age of the main folding in the Łądek-Śnieżnik region, according to E. Bederke (1943) the main folding here is Caledonian in age, while J. Oberc declares it as Precambrian (1957, 1960). F. Pauk (1953) on the other hand is inclined to accept a strong Hercynian folding in this area and he attempted to show here two great nappes shifted from the west towards the east.

Further investigations are needed to solve the problem, it may be emphasized, however, that in the adjacent part of the East-Sudetes the Hercynian movements are of great importance (Moravo-Silesian zone), and that the eastern direction of thrusting is here a rule. The folding started between the Middle and the Upper Devonian and the movements continued at least till the Upper Carboniferous time. Recently in the Śnieżnik group near the locality Kletno (Klessengrund) L. Kasza (1964) found an apparently Hercynian thrust. A flat lying sheet of Śnieżnik gneiss has been shifted here towards the west onto the Stronie schists. A black mass of a rather coaly, finely crushed slate, mixed with pebbles of

a conglomerate, is visible in the contact itself. This conglomerate consists, among others, of such unmetamorphosed constituents as siltstones and porphyries that closely resemble rocks characteristic of the Carboniferous sequence in the Sudetes.

Strong deformations ensued in the Łądek-Śnieżnik region also in the young Saxonian period of movements. New data show that at least locally, they may be more important than is currently accepted. W. Frąckiewicz found and described (paper in press) a local overthrust of the Śnieżnik gneiss reposing on the Upper Cretaceous marls of the eastern margin of the Nysa graben in Nowa Wieś (Neundorf). The surface of thrusting dips here about 40° towards the east and cataclasite gneiss lying on a gouge layer is visible on the contact.

Three different suites of b-lineation have been observed by the present writer in the western part of the Śnieżnik group in the unit of Międzygórze (Wölfelsgrund), between this locality and Marcinków (Martinsberg).

1205 measurements of these lineations, executed by the writer, are shown in the diagram (fig. 5). They are classed as lineations: B_1 , B_2 and B_3 . No distinct traces of any A lineation have been observed except for slickensiding subsequent to the main deformation.

B_1 is the oldest lineation of the region. It is well marked in both types of gneisses as well as in the schists and is developed as pencil structures (rodding), elongation of augen structures and mineral aggregates, wrinkling of foliation planes and minor folds (often drag folds). The B_1 is visibly deformed by the lineation B_2 . They cut one another at a variable angle, mostly of about 30° . The relationship of B_1 and B_2 to B_3 is obscure, the last named lineation being a rather rare phenomenon in the area studied. In the neighbouring Bystrzyca Mountains, however, it is well developed and demonstrated by M. Dumicz (1964) as the youngest one here.

In the environs of Międzygórze — Marcinków the lineation B_1 is parallel to the major structural unit (Międzygórze unit) and it trends nearly meridionally. In Międzygórze it often lies nearly horizontally. It plunges more and more towards the south as we go in the southern direction, and in the area lying to the north of the mentioned locality it plunges mostly towards the north. The most frequent B_1 lineation plunge in the area studied is that between 5-10 degrees. It is also of importance that the B_1 axis is accompanied by a marked tensile stress, being evidenced by fine, but often tightly crowded fissures, which are perpendicular to the B_1 (010 fissures). These are often well visible especially in the coarse-grained augen gneisses of the Śnieżnik type (fig. 8).

Minor asymmetric folds (drag folds), which may be classed among the set of B_1 lineation are as a rule overturned towards the east, the opposite direction, however, is also present and occurs above all in higher tectonic horizons. This is due to subsequent readjustment, or rather provoked by differential movements.

The suite of B_2 lineation generally strikes NWN-ESE, obliquely to the major structural unit of the area studied, but parallel to some essential tectonic elements of the region occurring in the neighbourhood. It consists of wrinkling of the foliation planes and minor folds. These are often combined with cracks being cicatrised with quartz veins. The asymmetric folds are overturned mostly in the NE direction (fig. 7).

The lineation B_3 occurs rather rarely. It is represented by minor folds or wrinkles trending generally E-W to WSW-ESE.

It is a very difficult task to date the three, above described suites of b-lineation and combine them with the proper phases of deformation. This particularly important task can be hardly fulfilled in the present state of our knowledge. Nevertheless the writer supposes that the lineation B_1 is Caledonian in age.

The Kaczawa Mountains (Bober-Katzbachgebirge)

New detailed structural investigations are now in progress in this region. Some results have already been published, others will be mentioned here below. E. Bederke (1924) suggested that the main folding of the region is young Caledonian in age. In the southern part of the Kaczawa Mountains nappe-like structures of moderate amplitude have been described by M. Schwarzbach (1939) and then by H. Teisseyre (1956, 1960). The evidence of the presence of flat lying folds or thrusts is confirmed by new investigations of J. Skala who found vast overturned series in the environs of Wleń (Lähn), (unpublished work).

The writer has distinguished four structural units of a higher order in the SE part of the Kaczawa Mountains (Teisseyre 1960). These are as follows: the unit of Świerzawa (Schönau), the deepest one; the unit of Bolków (Bolkenhain), the unit of Dobromierz (Hohenfriedeberg), and the unit of Cieszów (Fröhlichsdorf) the highest one (see fig. 9). At least the three higher ones seem to represent flat lying overthrusts, the direction of thrusting being a southern one. In accordance with the concept of E. Bederke (1924), the writer declares them to be young Caledonian in age, but it must be noted, that subsequently they suffered a considerable remodelling. The main readjustments ensued in the Hercynian folding, the young Saxonian reformation, however was also of importance. Considerable faulting and thrusting (at least locally) has been provoked above all by Hercynian compression. The movements developed often compatibly with the main structural lines of the Caledonides, on the whole causing a steepening of initial structures.

According to the writer some structural details in the Kaczawa Mountains may be looked upon as evidence of gravitational sliding, and might be due to the Hercynian steepening of the Caledonian units.

The main detail explained by this author as an example of rather gravitational sliding, is to be seen in the south-easternmost part of the region under discussion, where the Kaczawa Caledonides border upon the Świebodzice (Freiburg) depression. The Caledonian sequence is here strongly refolded with the Upper Devonian and Lower Carboniferous strata. A sheet of apparently Cambrian rocks composed of epi-basalts, cataclasites and tuffoids reposes here on contorted Upper Devonian graywackes and siltstones. Great masses of brecciated rocks occur on the contact itself. The sheet is characterized by an overturned sequence and a syndinal position of strata. It has been called by the writer the element (sheet) of Jaskulin (see fig. 9), (Teisseyre 1956, 1960; Bederke 1929, Quolsdorfer Sattel). It seems that the sheet of Jaskulin has been thrust from the north onto Upper Devonian rocks; this might be due rather to gravitational sliding. The slided masses overlapped the Upper Devonian rocks at the time of the Bretonic folding (Nassau phase). The process might be caused by a swift rising and steepening of previously deeply eroded Caledonian structures, next to the Świebodzice depression from the north side (see fig. 9).

There are also other profiles in the Kaczawa Mountains where signs of gravitational sliding may be noted. The cascade folds occurring in the Lower Cambrian limestone in Wojcieszów (Kauffung) are to be mentioned here (fig. 10).

Three suites of b-lineation have been found by the writer in the SE part of the Kaczawa Mountains. They are presented in the diagrams in figs. 11-15. Minor linear structures, no doubt a-lineation in character, may be observed nearly exclusively on fault planes as striae and grooves. They are mostly sub-horizontal in attitude, or they plunge at moderate angles thus pointing out that the horizontal component of movements along the faults was the predominant one.

The three b-lineations, as observed by the writer, differ more or less in character from each other, and have been marked as B_1 , B_2 and B_3 . They differ in age, B_1 being the oldest one. B_1 is far more variable than B_2 and B_3 and as a rule it is also more plastic. B_1 is deformed by the B_2 and the latter suffered deformation when B_3 formed.

The lineation B_1 is composed of: 1) minor folds, often asymmetric, 2) wrinklings of foliation planes, 3) different kinds of pencil structures, 4) lines caused by intersection of fracture cleavage with lamination planes, 5) elongation of grain or grain aggregates, and 6) by moderately-sized elongation of amygdaloidal structures. The B_1 lineation is parallel to the major structures of the region and may be looked upon as synkinematic and young Caledonian in age. In the region studied it generally strikes E-W and plunges gently towards the east. The B_2 lineation trends NE-SW to NNE-SSW parallel to subordinate transversal or oblique folding, and parallel to some Hercynian faults. The trend of the B_3 lineation is NW-SE to N-S, parallel to several young Hercynian thrusts, some of which moved after the Lower Permian had been deposited.

All three b-lineations of the region are often rotated, primary as well as secondary rotations being in evidence. In extreme azimuths they overlap each other, as may be seen in diagrams 11-15.

More than 1800 measurements of the different types of lineation have so far been made by the writer in the SE part of the Kaczawa Mountains. Further investigations, however are needed to solve essential structural problems throughout the mentioned region. These investigations are now in progress. New and more exhaustive results are to be published soon.

*Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, March 1964*
