

## ZWIĄZEK OFIOLITU ŚLĘŻY Z WARYSCYJSKĄ STRUKTURĄ METAMORFIKU SOWIOGÓRSKIEGO

UKD 551.24 + 552.321.6](234.57):061.3

W pracy przedstawiono wyniki badań strukturalnych z centralnej części fragmentu przedgórskiego metamorfiku sowiogórskiego. Analizę strukturalną wykonano dodatkowo przy realizacji seryjnego zdjęcia geologicznego Sudetów w skali 1:25 000 na obszarze arkusza Dzierżoniów (7). Szczegółowa charakterystyka mezostruktur tektonicznych, następstwa deformacji oraz budowy makrostrukturalnej tej części metamorfiku sowiogórskiego będzie przedstawiona w oddzielnych publikacjach. Celem niniejszego artykułu jest natomiast naszkicowanie głównych cech budowy strukturalnej omawianego obszaru o powierzchni około 100 km<sup>2</sup> (ryc. 1) oraz przedstawienie modelu ewolucji tektonicznej metamorfiku sowiogórskiego.

Metamorfik sowiogórski uważany jest nadal przez wielu geologów za najstarszy (moldanubski) element Sudetów (np. 5, 6, 11, 12, 26, 27, 32, 33). Już od początków naszego stulecia wielu badaczy próbowało wyjaśnić pozycję geologiczną kry (bloku) sowiogórskiej w budowie Sudetów. Closs (3) sugerował, że blok sowiogórski mógł być masą „oporową” dla sąsiednich obszarów, gdzie odbywała się sedymentacja osadów paleozoicznych. Finckh (9) zakładał natomiast, że paragnejsy sowiogórskie mogą być silnie zmetamorfizowanymi osadami staropaleozoicznymi, być może kambro-sylurskimi. Kossmat (16) i Suess (30, 31) uważali metamorfik sowiogórski za rodzaj kry (płaszczowiny) oderwany od prekambryjskiego Masywu Czeskiego w czasie orogenezy waryscyjskiej. Z poglądami o allochtonicznej pozycji kry sowiogórskiej polemizował Bederke (1, 2), którego poglądy zostały przyjęte po II

wojnie światowej przez geologów polskich. Teisseyre (m. in. 32, 33) podkreślał szczególnie rolę bloku sowiogórskiego w powstawaniu i ewolucji sąsiednich jednostek strukturalnych i zwracał uwagę na zgodność orientacji przestrzennej różnowiekowych fałdów Sudetów Środkowych względem trójkątnego zarysu obecnych granic bloku sowiogórskiego. Oberc (m. in. 26, 27) uznaje blok sowiogórski za tektogen moldanubski, otoczony strukturami staroassyntyjskimi, dla których był śródgórską masą oporową wyciśniętą z podłoża. Cwojdziański (5, 6) uważa blok sowiogórski za niewielki mikrokontynent powstały w czasie fazy rozpadu platformy prebajkalskiej (w górnym ryfeju ?), który potem wpływał aktywnie na tektonikę sąsiednich, młodszych jednostek geologicznych. Hipoteza o allochtonicznym pochodzeniu ofiolitów w Sudetach i możliwość nasuwania się bloku sowiogórskiego na kompleks ofiolitowy Ślęży była przedstawiona przez Znoskę (34).

Dotychczasowe badania tektoniczne metamorfiku sowiogórskiego koncentrowały się zasadniczo w jego części sudeckiej (Góry Sowie). W części przedgórskiej badania strukturalne prowadził dotychczas jedynie Grocholski (11, 12). Metamorfik sowiogórski zbudowany jest głównie z paragnejsów i migmatytów silnie zróżnicowanych teksturalnie i strukturalnie. Gnejsom w różnym stopniu zmigmatyzowanym towarzyszą — szczególnie liczne w części przedgórskiej — skały zasadowe, głównie ortoamfibolity i znacznie rzadziej paraamfibolity (23), metagabra i hiperity (22). Pojawiają się tu także niewielkie wystąpienia skał ultrazasadowych (serpentynty, perydotyty), jak rów-

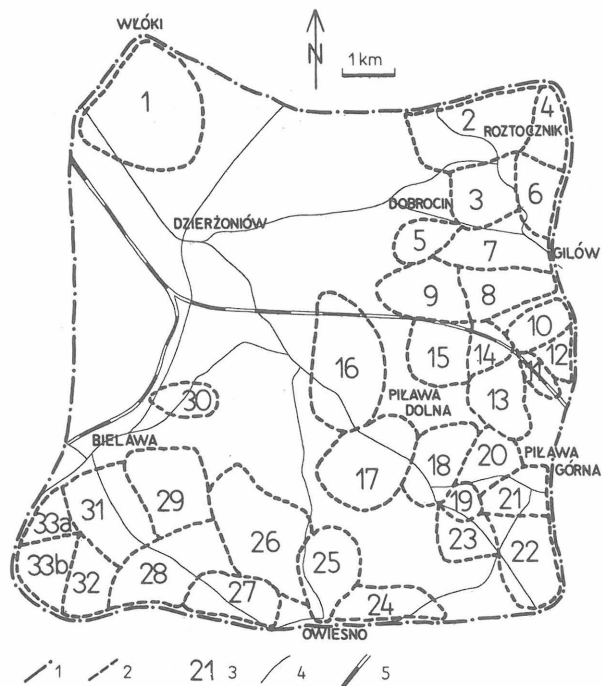
niez waryscyjskie granitoidy (niemczańskie), żyły kersantytów, pegmatytów i kwarców.

Na obszarze tutaj omawianym Grocholski (11) wydzielił dwa podregiony, dla których wykonał diagramy zbiorcze foliacji i lineacji. Diagramy te zestawiono jednak dla zbyt dużych obszarów (każdy z tych podregionów o powierzchni ponad 100 km<sup>2</sup>) i dlatego też wykonano nową, bardziej szczegółową analizę statystyczną pomiarów mezostruktur tektonicznych dla znacznie mniejszych obszarów. W celu rozpoznania budowy strukturalnej wydzielono na analizowanym obszarze 33 domeny strukturalne (ryc. 1), które obejmują obszar prawie 40 km<sup>2</sup> wychodni metamorfiku. Każda domena strukturalna obejmuje średnio obszar nieco ponad 1 km<sup>2</sup> i około 8–9 odsłoneń, w których wykonano pomiary mezostruktur tektonicznych. Wszystkie domeny zgrupowano regionalnie w celu lepszej czytelności danych z analizy statystycznej prawie 10 000 pomiarów foliacji i lineacji. Region I obejmuje domeny z N i NE części omawianego obszaru (domeny 1–12 na ryc. 1), region II – domeny 13–23, a region III – domeny 24–33. Dla każdego regionu przedstawiono diagram zbiorczy maksimów foliacji wyznaczonych z diagramów konturowych foliacji wykonanych dla każdej domeny i osie makrofałdów wyznaczone dla obszaru dwóch, sąsiednich domen (ryc. 2, 4, 6) oraz diagram zbiorczy osi makrostruktur fałdowych, które określono na podstawie pasowego rozrzutu foliacji na diagramach konturowych (ryc. 3, 5, 7).

Nie wnikając w mniej istotne w tym miejscu szczegóły, wynikające z analizy statystycznej pomiarów tektonicz-

nych, należy jednak wypunktować najważniejsze wyniki tej analizy:

- główne osie makrostruktur tektonicznych (makrofałdów) zanurzają się najczęściej w kierunku SE pod kątami 30–60° (ryc. 3, 5, 7). Obraz ten jest szczególnie charakterystyczny dla regionu II i III (ryc. 5, 7). Dla domen z regionu I przeważają natomiast kierunki nachyleń osi makrostruktur ku S i SE pod kątami rzędu 20–45° (ryc. 3). Region I charakteryzuje się również największym rozrzutem orientacji głównych osi makrostruktur (ryc. 3);
- orientacja omówionych powyżej głównych osi makrostruktur „wewnątrz” poszczególnych domen pokrywa się zarówno z orientacją osi mezofałdów  $F_2$  i lineacji  $L_2$ , jak i z orientacją osi mezofałdów  $F_3$  – poza nielicznymi domenami, gdzie nie stwierdzono ich koaksjalności;
- II-rzędne osie makrostruktur, wyznaczone również na podstawie pasowego rozrzutu foliacji na diagramach konturowych, cechują się dużą dyspersją zarówno kierunków, jak i kątów nachylenia, szczególnie dla domen z regionów II i III (ryc. 5, 7);

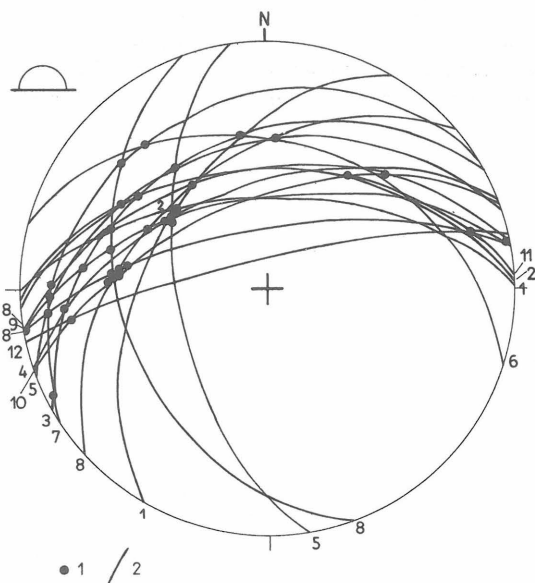


Ryc. 1. Lokalizacja 33 domen strukturalnych w okolicach Dzierżonowa

1 – granica obszaru badań, 2 – granice domen strukturalnych, 3 – numer domeny strukturalnej, 4 – główne drogi, 5 – linie kolejowe

Fig. 1. Location of 33 structural domains in the Dzierżonów area

1 – border of the investigated area, 2 – borders of structural domains, 3 – structural domain number, 4 – main routes, 5 – railways



Ryc. 2. Diagram zbiorczy maksimów (największych zagęszczeń) foliacji dla poszczególnych domen i osi makrostruktury charakterystycznej dla obszarów dwóch sąsiednich domen strukturalnych. Region I obszaru badań

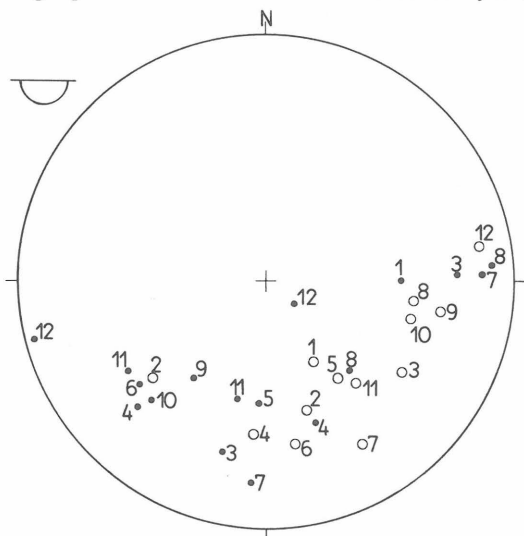
1 – oś makrostruktury, wyznaczona na podstawie przecięcia się łuków foliacji sąsiednich domen strukturalnych, 2 – łuk foliacji (lub łuki, np. domeny 1, 5, 8), określony na podstawie maksimum (lub maksimów) foliacji z diagramów konturowych wykonanych dla poszczególnych domen strukturalnych. Cyfry na obrzeżeniu diagramu oznaczają kolejny numer domeny wg ryc. 1. Półkula górna (patrz – symbol w górnej, lewej części ryciny)

Fig. 2. Cumulative diagram of foliation maximums (the highest densities) for particular domains and macrostructure axis characterized for areas of two adjacent structural domains. Region I of the investigated area

1 – macrostructure axis determined on the basis of crossing the foliation arcs of the adjacent structural domains, 2 – foliation arc (or arcs e.g. domains 1, 5, 8) determined on the basis of foliation maximum (or maximums) of contour diagrams executed for particular structural domains. Figures on the diagram margin determine consecutive domain number according to Fig. 1. The upper hemisphere (see-the symbol in upper left part of the figure)

- maksima foliacji wyznaczone na podstawie diagramów konturowych i przedstawione w formie łuków (ryc. 2, 4, 6) charakteryzują się dużą dyspersją zarówno bie-gów, jak i upadów. W regionie I przeważają prawie równoleżnikowe biegi foliacji (ryc. 2), w regionie III – dominują biegi foliacji o kierunkach NW–SE, natomiast w regionie II – istnieje prawie równowaga między biegami foliacji o kierunkach NW–SE i równo-leżnikowych (ryc. 6);
- osie makrostruktur charakterystyczne dla obszaru dwóch sąsiednich domen wyznaczono na podstawie przecięcia się łuków foliacji (ryc. 2, 4, 6). Obraz orientacji osi makrostruktur otrzymanych w ten sposób nie różni się zasadniczo od rozkładu przestrzennego osi makrostruktur wyznaczonych dla poszczególnych domen (ryc. 3, 5, 7).

Do interpretacji otrzymanych wyników statystycznych konieczna jest analiza intersekcyjna mapy geologicznej omawianego obszaru. Dane statystyczne wskazują, że główne makrostruktury tego regionu metamorfiku sowskiego powstały zasadniczo przy kompresji NNE–SSW (z lokalnymi odchyleniami) w czasie drugiej fazy deformacji ( $D_2$ ). Młodsze fazy deformacji, czy to  $D_3$  ze względu na koaksjalność ze strukturami fazy  $D_2$ , czy też  $D_4$  i  $D_5$  głównie ze względu na znacznie słabsze niż poprzednio pola naprężeń tektonicznych, nie przyczyniły się do zasadniczego przemodelowania budowy strukturalnych po-



Ryc. 3. Diagram zbiorczy orientacji osi makrostruktur fałdowych wyznaczonych dla „wnętrza” poszczególnych domen strukturalnych dla regionu I obszaru badań

Kółka puste – główna, dominująca oś makrostruktury wyznaczona na podstawie pasowego rozrzutu foliacji na diagramie konturowym wykonanym oddzielnie dla każdej domeny strukturalnej, kropki – II-rzędne (podrzędne) osie makrostruktur wyznaczone również na podstawie diagramów konturowych foliacji. Cyfry wewnątrz diagramu oznaczają domeny strukturalne – patrz ryc. 1.

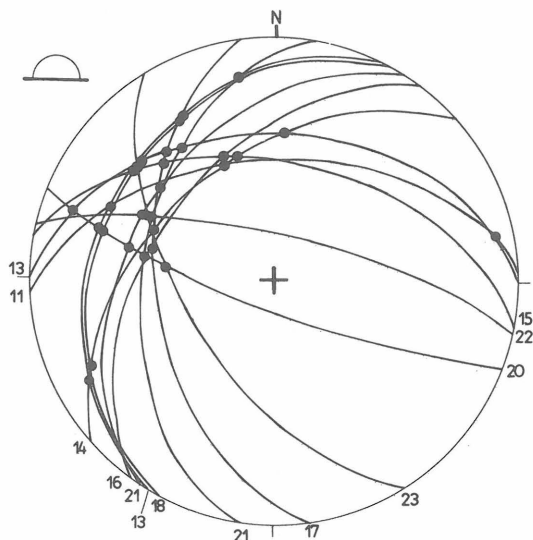
Półkula dolna (symbol w lewej, górnej części ryciny)

Fig. 3. Cumulative diagram of orientation of axes of folded macrostructures determined for „inside” of particular structural domains of Region I of the investigated area

Blank circle – main dominated axis of macrostructure determined on the basis of foliation belt spread on the contour diagram executed separately for each structural domain, dots – secondary (subordinate) axes of macrostructure determined also on the basis of the foliation contour diagrams. Figures inside the diagram determine the structural domains see Fig. 1. The lower hemisphere (the symbol in left upper part of the figure)

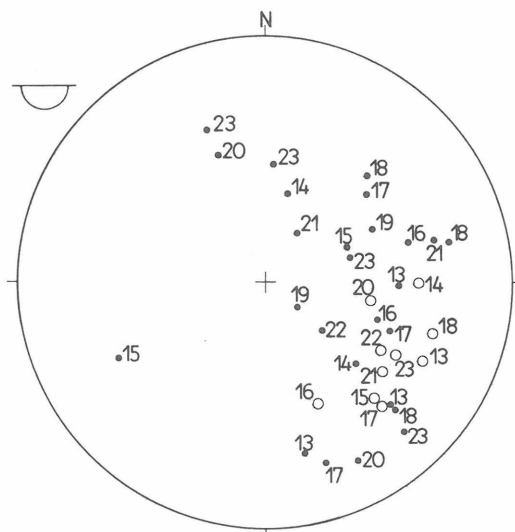
wstałych w czasie fazy  $D_2$ . Wnioski te są istotne przy interpretacji mapy geologicznej.

W nowym obrazie kartograficznym tego obszaru (7) uderzający jest duży udział (lokalnie do 1/3 obszaru wschodni metamorfiku) skał zasadowych, głównie amfibolitów (ryc. 8). Amfibolity o różnej wielkości (nawet do około 0,3 km<sup>2</sup>) i geometrii grupują się szczególnie licznie w regionie I i III (ryc. 8). Te duże i liczne wystąpienia amfibolitów musiały wpływać zarówno na dynamikę, jak i kinematykę deformowanego obszaru w czasie poszczególnych faz deformacji, a zwłaszcza w okresie panowania warunków facji amfibolitowej metamorfizmu regionalnego, m. in. ze względu na ich duże różnice w gęstości i lepkości w porównaniu do otaczających je skał kwaśnych



Ryc. 4. Diagram zbiorczy maksimów foliacji dla poszczególnych domen i osi makrostruktur fałdowych dla regionu II (SE) obszaru badań. Objasnienia jak dla ryc. 2

Fig. 4. Cumulative diagram of foliation maximums for particular domains and axis of folded macrostructure for Region II (SE) of the investigated area. Explanation as given in Fig. 2

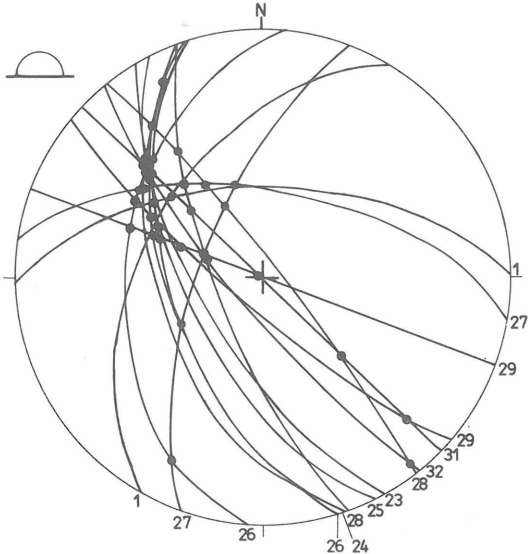


Ryc. 5. Diagram zbiorczy orientacji osi makrostruktur fałdowych dla domen strukturalnych z regionu II obszaru badań. Objasnienia jak dla ryc. 3

Fig. 5. Cumulative diagram of orientation of folded macrostructure axis for structural domains of Region II of the investigated area. Explanations as given in Fig. 3

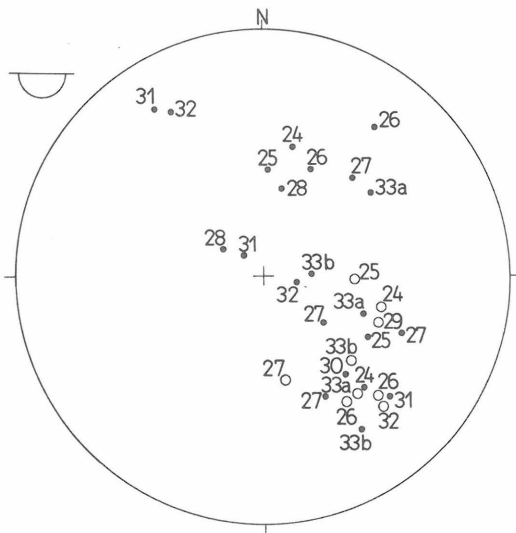
(paragnejsy i migmatyty). Dlatego też wydaje się uzasadnione stwierdzenie, że decydujący wpływ na formę geometryczną, wielkość i orientację przestrzenną makrostruktur (makrofałdów)  $F_2$  miały porozrywane kliny tektoniczne skał zasadowych, uzyskujące w dalszej ewolucji formy makrosoczew (ryc. 9).

Obecnie już wiele danych wskazuje, że większość występujących w części przedgórskiej metamorfiku sowiogórskiego skał zasadowych i ultrazasadowych należy do porozrywanych tektonicznie fragmentów dawnej skorupy oceanicznej. Wyjątkiem są tutaj jedynie paraamfibolity, które razem z paragnejsami przeszły całą ewolucję tekto-



Ryc. 6. Diagram zbiorczy maksimumów foliacji dla poszczególnych domen i osi makrostruktur fałdowych dla obszaru sąsiadujących ze sobą domen strukturalnych. Region III (SW) obszaru badań. Objaśnienia jak dla ryc. 2

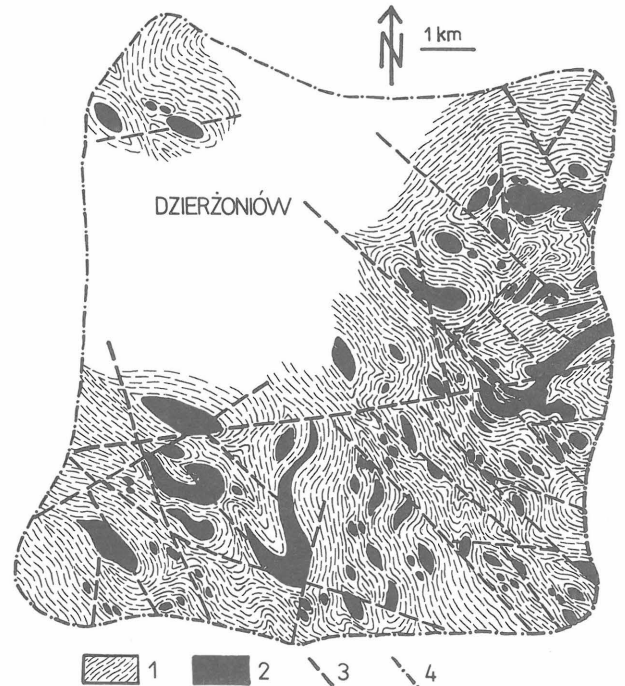
Fig. 6. Cumulative diagram of foliation maximums for particular domains and axes of folded macrostructures for the area of adjacent structural domains. Region III (SW) of the investigated area. Explanations as given in Fig. 2



Ryc. 7. Diagram zbiorczy osi makrostruktur fałdowych dla poszczególnych domen z regionu III obszaru badań. Objaśnienia jak dla ryc. 3

Fig. 7. Cumulative diagram of axes of folded macrostructures for particular domains of Region III of the investigated area. Explanations as given in Fig. 3

nometamorficzną ( $D_1 - D_5$ ) kry sowiogórskiej. O istnieniu zmetamorfizowanych fragmentów skorupy oceanicznej w obrębie kry sowiogórskiej świadczą m. in. trzy oznaczenia

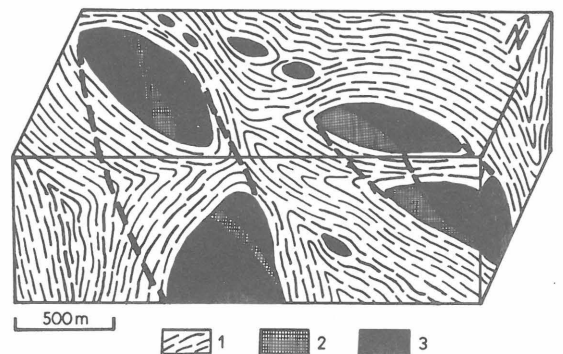


Ryc. 8. Szkielet strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicach Dzierżoniowa

1 - biegi foliacji penetratywnej w gnejsach i migmatytach, 2 - metabazyty (głównie amfibolity) i ultrabazyty (głównie serpentynity), 3 - uskoki (stwierdzone w odsłonięciach), 4 - granica obszaru badań

Fig. 8. Structural sketch of the Sowie Mts metamorphic in the Dzierżoniów area

1 - strikes of penetrative foliation in gneisses and migmatites, 2 - metabasites (mainly amphibolites) and ultrabasites (mainly serpentinites), 3 - faults (found in outcrops), 4 - border of the investigated area



Ryc. 9. Blokdiagram ilustrujący formy geometryczne (makrosoczewy, makrobudiny) metabazytów z okolic na północ od Dzierżoniowa (por. ryc. 8)

1 - gnejsy i migmatyty, 2 - amfibolity i gnejsy (migmatyty) nie rozdzielone, 3 - amfibolity

Fig. 9. Blockdiagram illustrating geomorphological forms (macrolenses, macroboudins) of metabasites of the area north to Dzierżoniów (see Fig. 8)

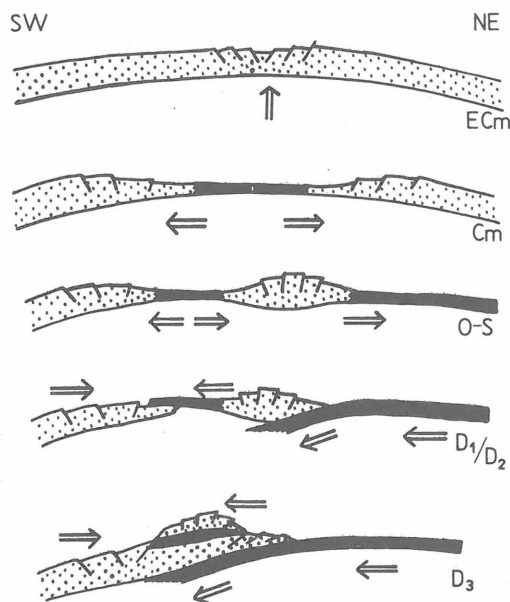
1 - gneisses and migmatites, 2 - amphibolites and gneisses (migmatites) - not split, 3 - amphibolites

izotopowe wodoru w grupach OH minerałów serpentynowych z serpentynitów, które wskazują na „ocean floor metamorphism” (13). Serpentynity te są najprawdopodobniej produktem przeobrażenia (serpentynizacji) perydotytów skorupy oceanicznej – fragmentu dolnego sekwencji ofiolitowej (18, 19).

Z serpentynitami związane są wystąpienia amfibolitów masywnych (7), które odpowiadają wcześniej wydzielanym „amfibolitom gabrowym” lub „amfibolitom z relikami minerałów i strukturą skał gabro-diabazowych” (22, 23). O magmowym pochodzeniu tych amfibolitów świadczą m. in. relikty diallagu oraz tabliczkowate formy plagioklazów różniące się od plagioklazów ksenomorficznych z paraamfibolitów (23). Do ortoamfibolitów Morawski (22, 23) zalicza także „amfibolity pohiperytowe”, które powstały z gabra hiperstenowego (hiperytu). Dlatego też można interpretować znaczną część amfibolitów w obrębie kry sowiogórskiej jako rozczłonkowane tektonicznie fragmenty, prawdopodobnie środkowej części kompleksu ofiolitowego.

Fragmenty skorupy oceanicznej występujące wewnątrz metamorfiku sowiogórskiego należą najprawdopodobniej do dużego, częściowo odsłaniającego się na powierzchni, kompleksu gabrowo-serpentynitowego Śleży (ryc. 12) uznawanego za ofiolit (5, 18, 19, 24, 28). Poza największymi powierzchniowymi wystąpieniami skał kompleksu ofiolitowego w okolicach Śleży podobne skały występują również w strefie Niemczy (Braszowice, Szklary) i w masywie Nowej Rudy. Wystąpienia te sprawiają wrażenie „otaczania pierścieniem” metamorfiku sowiogórskiego (14, 15). Należy jednak zaznaczyć, że podobne skały zasadowe i ultrazasadowe występują poza tym „pierścieniem” i nie wydają się być związane z obecnymi granicami kry sowiogórskiej, np. w metamorfiku Imbramowic lub na N od metamorfiku strzelińskiego (Boreczek Strzeliński). Dane geofizyczne dla części przedgórskiej metamorfiku sowiogórskiego wskazują natomiast na płytkie (1–1,5 km od powierzchni terenu) występowanie pod krą sowiogórską skał zasadowych i ultrazasadowych.

Fakty przedstawione powyżej pozwalają na interpre-

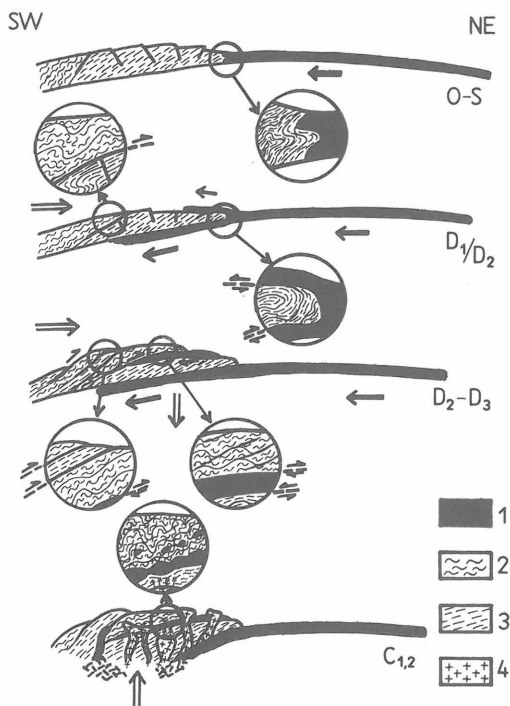


Ryc. 10. Ewolucja metamorfiku sowiogórskiego w paleozoiku jako „biernego” mikrokontynentu na obrzeżeniu Masywu Czeskiego

Fig. 10. Evolution of the Sowie Mts metamorphic in Palaeozoic as „passive” microcontinent on the Bohemian Massif margin

tację większości skał zasadowych i ultrazasadowych jako porożrywanych tektonicznie fragmentów kompleksu ofiolitowego Śleży w paragnejsach sowiogórskich przed i/lub w czasie głównej, długowiecznej fazy deformacji  $D_2$ . Jeżeli tak jest w rzeczywistości (konieczne dalsze badania) to można próbować przedstawić nowy model ewolucji tektonometamorficznej kry sowiogórskiej z uwzględnieniem istnienia i ewolucji skorupy oceanicznej w waryscyjskiej strukturze Sudetów.

Na możliwość istnienia serii ofiolitowych, reprezentujących fragmenty dawnej skorupy oceanicznej w Sudetach pierwszy wskazał Cwojdziański (5), który przedstawił również model ewolucji tektogenu waryscyjskiego Polski w świetle teorii tektoniki płyt (5, 6). W wendzie rozpoczął się prawdopodobnie rozwój skorupy oceanicznej w wyniku rozpadu pierwotnej skorupy kontynentalnej (5, 6). Dalszą ewolucję powstałej wtedy skorupy oceanicznej można przedstawić w formie dwóch modeli. Pierwszy z tych modeli zakładałby utworzenie w wyniku rozpadu skorupy kontynentalnej w dolnym paleozoiku – mikrokontynentu sowiogórskiego (prekambryjskiego) oraz basenu oceanicznego między nim a Masywem Czeskim (ryc. 10). Taki model interpretacyjny przyjął Cwojdziański (5, 6), który zakładał główny, ale w pewnym stopniu bierny wpływ mikrokontynentu (masywu) sowiogórskiego na tektogen waryscyjski Sudetów. Podobną interpretację przyjmuje Grocholski (10), zakładając „zadokowanie” fragmentu skorupy oceanicznej ze spoczywającym na nim „mikro-



Ryc. 11. Przekroje pokazujące możliwy rozwój struktury waryscyjskiej metamorfiku sowiogórskiego ściśle związanej z obdukcjo-nasunięciową tektoniką ofiolitu Śleży

1 – skorupa oceaniczna, 2 – metamorfik sowiogórski, 3 – metamorfik kamieniecko-niemczańsko-imbramowicki (łupki krystaliczne), 4 – granitoidy (m.in. niemczańskie i strzegomskie)

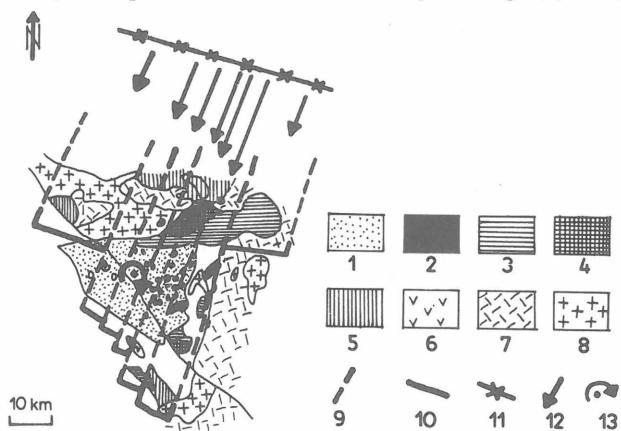
Fig. 11. Cross sections illustrating the possible evolution of the Variscan structure of the Sowie Mts metamorphic strictly connected with the obduction-overthrust tectonics of the Śleża ophiolite

1 – oceanic crust, 2 – the Sowie Mts metamorphic, 3 – the Kamieniec–Niemcza–Imbramowice metamorphic (schists), 4 – granitoides

kontynentem-krą” sowiogórką do skorupy kontynentalnej Masywu Czeskiego w czasie fazy akadyjskiej (na granicy dewon środkowy/górny). Querendell i inni (28) zakładają również akadyjskie nasunięcie, ale ku N, ofiolitu Ślęży z nasuniętą na ten kompleks skalny – nieco wcześniej, ale także z S – krą sowiogórką na metamorfik (nie określony bliżej) Sudetów Środkowych.

Przyjmując model z mikrokontynentem sowiogórkim na NE obrzeżeniu Masywu Czeskiego (ryc. 10) należy założyć odbukcję ofiolitu (4, 8, 18, 29) na peryferyjne partie Masywu Czeskiego w wyniku kolizji tego ostatniego z mikrokontynentem sowiogórkim, a następnie nasunięcia, również ku S, kry sowiogórkowej na rozczłonkowane tektonicznie fragmenty ofiolitu Ślęży. Model ten (ryc. 10) różni się od modelu Querendella i innych (28) zasadniczo jedynie zwrotem nasunięcia zarówno ofiolitu, jak i kry sowiogórkowej. W proponowanym tutaj modelu zwrot nasunięcia jest ku S, natomiast u Querendella i innych (28) ku N. Od etapu tych akadyjskich wielkoskalowych przemieszczeń (10, 28) rozpoczyna się już wspólna, dalsza historia terranów (ang. terranes): sowiogórkowego, śleżańskiego i podścielającego je terranu (a może terranów ?) kamieniecko-niemczańsko-imbramowickiego.

Drugi, również możliwy model interpretacyjny ewolucji tektonogenu waryscyjskiego w tej części Sudetów Środkowych, w przeciwieństwie do modelu pierwszego (ryc. 10)



Ryc. 12. Prawdopodobny zarys klinów tektonicznych skorupy oceanicznej podsuwających się z północy pod nasuwającą się prawie synchronicznie z południa krę sowiogórką, na tle dzisiejszej mapy geologicznej Sudetów Środkowych

1 – metamorfik sowiogórkowski, 2 – amfibolity, 3 – serpentyny, 4 – gabra, 5 – zieleńce i spility, 6 – diabazy, 7 – metamorfik kamieniecko-niemczański i imbramowicki, 8 – granitoidy, 9 – linia boczna nasuniętych klinów tektonicznych skorupy oceanicznej, 10 – linia frontalna klinów tektonicznych, 11 – linia tylna klinów tektonicznych, 12 – kierunek, zwrot i wielkość nasuwania się poszczególnych klinów tektonicznych, 13 – rotacja prawoskrętna struktury sowiogórkowej w czasie jej nasuwania się na podsuwające się pod nią kliny tektoniczne skorupy oceanicznej

Fig. 12. Probable sketch of ocean crust thrust sheets thrusting from the north under the Sowie Mts. Slab thrusting almost synchronically from the south on the background of the recent geological map of the Middle Sudety Mountains

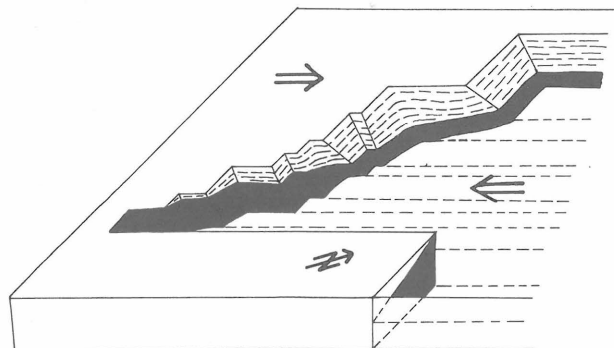
1 – the Sowie Mts metamorphic; 2 – amphibolites; 3 – serpentinites; 4 – gabbros; 5 – greenstones and spilites; 6 – diabases; 7 – the Kamieniec-Niemcza and Ibramowice metamorphic; 8 – granitoides; 9 – lateral line of ocean crust overthrust sheets; 10 – frontal line of thrust sheets; 11 – back line of thrusting of particular sheets; 12 – direction, sense and size of thrusting of particular sheets; 13 – dextral rotation of the Sowie Mts structure during its thrusting upon the ocean crust sheets thrusting under it.

nie wymaga istnienia na peryferiach Masywu Czeskiego hipotetycznego mikrokontynentu sowiogórkowego (ryc. 11). Punktem wyjścia dla tego modelu jest również rozłam skorupy kontynentalnej i rozwój skorupy oceanicznej, rozpoczęty być może jeszcze w czasie orogenezy kadomskiej (ryc. 10). Prawdopodobnie dawny basen oceaniczny powstał w rezultacie spreduingu kambryjsko-ordowickiego, o czym świadczą m. in. dolnopaleozoiczne serie spilitowo-keratofirowe Sudetów Zachodnich (25). Sylurskie skały zasadowe (formacja Leszczyńca) Narębski i inni (25) wiążą z subdukcją skorupy oceanicznej. Subdukcja skorupy oceanicznej pod Masyw Czeski, rozpoczęta prawdopodobnie w sylurze, osiąga kulminację w dewonie (6). W tym czasie prawdopodobnie dochodzi do powstania (z bliżej nieznanych przyczyn) „wybrzuszenia” lub dygityacji peryferyjnych partii nasuwającej się ku NE skorupy kontynentalnej (metamorfiku kamieniecko-niemczańsko-imbramowickiego) (ryc. 11).

W wyniku trwających nadal dalszych przemieszczeń skorupy kontynentalnej dochodzi do znacznego powiększenia tego „wybrzuszenia” (zatoru), który staje się rodzajem rylca (klina), ścinającego w tej części orogenu sudeckiego fragment, ulegający wciąż subdukcji, skorupy oceanicznej. Przy nadal trwających procesach subdukcji skorupy oceanicznej pod „wybrzuszeniem” (zaturem) i w pozostałych peryferyjnych partiach Masywu Czeskiego, ścinany fragment (fragmenty ?) kompleksu ofiolitowego ulega odkłuciu i ciągłemu obdukcijnemu przemieszczaniu w środowisko sialiczne (ryc. 11). Odkłuty fragment skorupy oceanicznej w formie łusek lub klinów tektonicznych, przemieszczając się generalnie ku S, wykorzystywał istniejące nieciągłości strukturalne w skorupie kontynentalnej.

Powstanie „zatoru” (wybrzuszenia), a zwłaszcza wklonywanie się fragmentów skorupy oceanicznej spowodowało zwolnienie tempa przemieszczania się tej peryferyjnej części Masywu Czeskiego. W tym samym czasie tempo przemieszczeń ku N całego Masywu Czeskiego pozostawało jednak nie zmienione. Powstała różnica szybkości przemieszczeń musiała spowodować utworzenie nowej strefy (stref ?) nieciągłości, być może między kompleksem łupków krystalicznych metamorfiku kamieniecko-niemczańsko-imbramowickiego a kompleksem paragnejsów sowiogórkowych, wzdłuż której doszło do odkłucia i przemieszczania się kry sowiogórkowej ku NE na ofiolit Ślęży (ryc. 11). Kra (płaszczowina) sowiogórkowa w okresie wielkoskalowych przemieszczeń wykorzystywała również nieciągłości rozwinięte lub uaktywnione przez przemieszczające się w przeciwnym kierunku kliny ofiolitowe (ryc. 12).

W wyniku tych procesów doszło do znacznego wzrostu



Ryc. 13. Schemat pokazujący geometrię powierzchni lateralnej i frontalnych kier tektonicznych skorupy oceanicznej. Bez skali

Fig. 13. Diagram showing the lateral and frontal surface geometry of ocean crust thrust sheets. No scale

zarówno miąższości, jak i ciężaru tej szczególnej pod względem tektonicznym partii marginalnej Masywu Czeskiego. Było to bezpośrednią przyczyną pogrążenia się całej tej peryferyjnej strefy w głąb litosfery i nasilenia się w niej procesów termicznych, magmowych i metamorficznych. Doszło wtedy do rozwoju m. in. migmatytów sowiogórskich i granitoidów związanych z fazą deformacji  $D_3$ . Nie wykluczone, że w głębszych partiach pogrążonego tektonu doszło do oceanizacji skorupy kontynentalnej (np. hiperyty) i rozwoju diapirów płaszczu, będących w związku genetycznym ze strefami subdukcji. Od etapu rozwoju diapirów płaszczu rozpoczyna się gwałtowne wynoszenie całej tej strefy tektonu sudeckiego (ryc. 11) oraz powstawanie na jej obrzeżeniach rowów i zagłębień grawitacyjnych.

Te długotrwałe procesy geologiczne były oczywiście znacznie bardziej skomplikowane niż je tutaj naszkicowano (ryc. 10, 11). Na przykład w czasie głównej fazy deformacji  $D_2$  przemieszczeniem i złuszczeniem ulegał prawdopodobnie nie jeden, ale wiele klinów ofiolitowych (ryc. 12). Najdalej przemieściły się kliny (kry) ofiolitowe we wschodniej części metamorfiku sowiogórskiego i w strefie mylonitycznej Niemczy, gdzie partie frontalne tych kier ofiolitowych przekroczyły okolice Nowej Rudy i Ścinawki. Strefa mylonityczna Niemczy wyznacza dzisiaj wschodnią, boczną granicę odkłutych i rozczłonkowanych tektonicznie kier ofiolitowych (ryc. 12). Zachodnia, boczna granica kier ofiolitowych znajduje się prawdopodobnie w strefie wystąpień serpentynitów, granulitów i zrekrytalizowanych mylonitów w okolicach Bystrzycy Górnej i Zagórza Śl. (35).

Kry ofiolitowe występujące we wschodniej części metamorfiku sowiogórskiego i w strefie Niemczy charakteryzują się największymi miąższościami i najdalej, a może i najszybciej przemieszczonymi ku SSW fragmentami skorupy oceanicznej (ryc. 12, 13). W wyniku szybszego przemieszczania się, w dodatku największych, klinów ofiolitowych we E części pod nasuwającą się z przeciwnej strony krą sowiogórską musiało dojść do prawoskrętnej rotacji tej ostatniej, na co pierwszy zwrócił uwagę Mierzejewski (20). Skały kompleksu ofiolitowego o dużym ciężarze właściwym i o największych objętościach we E części metamorfiku sowiogórskiego i w strefie Niemczy spowodowały szybsze i znacznie głębsze pogrążenie się tej strefy — już od drugiej fazy deformacji  $D_2$ . Tłumaczy to „wychylenie” struktur sowiogórskich generalnie ku SE w odmienny sposób niż przyjmował to Mierzejewski (21).

Osie głównych makrostruktur najczęściej nachylone ku SE (ryc. 2–6) powstały w wyniku kompresji NNE–SSW i synchronicznych z nimi przemieszczeń i ścinania w czasie fazy deformacji  $D_2$ . Początkowo powstające prawie równoleżnikowe struktury ulegały już w czasie fazy  $D_2$  prawoskrętnej rotacji, głównie w części E i SE kry sowiogórskiej przy jednoczesnym szybszym zanurzaniu się tych części kry ku SE. Dlatego obecna budowa strukturalna całej kry sowiogórskiej jest zasadniczo wynikiem długotrwałego (cały dewon ?) i ciągłego procesu tektonicznego (ścianania, przemieszczenia, rotacje, „wychylenia”, zbudowania i zafałdowania) i związanego z nim metamorfizmu regionalnego w czasie faz starowaryscyjskich.

Przedstawiony tutaj z konieczności skrótowo model, a właściwie dwa modele ewolucji tektonicznej kry sowiogórskiej związane są ściśle zarówno przyczynowo, jak i wynikowo z kompleksem ofiolitowym Ślęży. I chociaż modele te przedstawiono w celu zinterpretowania obrazu makrostrukturalnego dla obszaru jedynie około 1/6 powierzchni całego metamorfiku sowiogórskiego (ryc. 8),

to modele te jednak nie stoją w sprzeczności z danymi strukturalnymi znanymi dotychczas dla pozostałej części tego metamorfiku. Wyniki tutaj przedstawione wskazują również, że obraz strukturalny kry sowiogórskiej nie musi koniecznie być tłumaczony superpozycją lub interferencją makrofałdów powstałych w różnych polach regionalnych naprężeń podczas kolejnych faz deformacji (11, 12, 27).

Z rozważań powyższych wynika, że koncepcja o allochtonicznym pochodzeniu kry sowiogórskiej (16, 30, 31) w świetle nowych danych wydaje się być słuszną hipotezą. Ten model allochtoniczny wymagał jednak po 50 latach zmodyfikowania, głównie o wyniki analizy strukturalnej i uwzględnienia roli ofiolitu Ślęży w ewolucji waryscyjskiej struktury metamorfiku sowiogórskiego.

## LITERATURA

1. B e d e r k e E. — Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten (stratigraphisch-petrographisch-tektonische Untersuchungen in der Eulengebirgsgruppe). Fortschr. Geol. Paläont. VII/23 1929.
2. B e d e r k e E. — Sudetenrand und Eulengneisproblem; Von deutschen Osten. Veröff. Schles. Ges. Erdk. E.V. 21 1934.
3. C l o o s H. — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin 1922.
4. C o i s h R. A., P e r r y D. A., A n d e r s o n C. D., B a i l e y D. — Metavolcanic rocks from the Stowe Formation, Vermont: remnants of ridge and interplate volcanism in the Iapetus Ocean. Am. J. Sci. 1986 nr 1.
5. C w o j d z i ń s k i S. — Główne etapy ewolucji tektonu waryscyjskiego Polski w świetle teorii tektoniki płyt. Prz. Geol. 1977 nr 11.
6. C w o j d z i ń s k i S. — Ewolucja geologiczna Polski południowo-zachodniej w interpretacji tektoniki płyt. Geol. Sudet. 1980 nr 1.
7. C y m e r m a n Z., W a l c z a k - A u g u s t y n i a k M. — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000 arkusz Dzierżoniów (z objaśnieniami). Wyd. Geol. (w druku).
8. D e w e y J. F. — Ophiolite obduction. Tectonophysics, 1976, 31.
9. F i n c k h L. — Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneisen und den Graniten. Jb. Preuss. Geol. L.A.B. 1923, 42, 2.
10. G r o c h o l s k i A. — Relikty skorupy oceanicznej w waryscyjskiej strukturze Sudetów [w:] Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kalendarzowy-waryscyjski. Wrocław 17–18.11.1986. Wyd. Un. Wr. 1986.
11. G r o c h o l s k i W. — Mezostuktury obszaru gnejsów sowiogórskich na Przedgórzu Sudeckim. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1969 z. 4.
12. G r o c h o l s k i W. — Zagadnienia petrologiczne i tektoniczne gnejsów sowiogórskich. [w:] Przew. XLVII Zjazdu PTG Świdnica Wyd. Geol. 1975.
13. H a ł a s S., J ę d r y s e k M. — Sprawozdanie z oznaczeń izotopowych wodoru w grupach OH minerałów serpentynitowych dla tematu 01.01.01. Arch. Inst. Geol. Wrocław 1986.
14. J a m r o z i k L. — Tectonic position of ultrabasic massifs surrounding the Góry Sowie Mts. Block. Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif, Vol. II. Guide Book of excursions in GDR and Poland, Potsdam–Freiberg 1981.

15. Jamrozik L. — Wiek ofiolitów i kaledonidy Sudetów. [w:] Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kaledońsko-warwyscyjski. Wyd. Un. Wr. 1986.
16. Kossmat F. — Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirgen Sachsens und der Sudetenländer. Zbl. Miner. B. Stuttgart 1925.
17. Kuntz M. A., Hedge C. E. — Petrology and major-element, minor-element, and Rb-Sr geochemistry of the ophiolite complex at Buck Creek North Carolina. EOS (Am. Geoph. Union Trans.), 62, 1981.
18. Majerowicz A. — Grupa górská Ślęży a współczesne problemy petrograficzne ofiolitów. Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego. Mat. Konf. Teren. Nowa Ruda, Wyd. Un. Wr. 1979.
19. Majerowicz A. — Rock series of the Ślęża Mt. group in light of petrologic studies of ophiolitic complexes. Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif, Vol. II. Guide-book of excursions in GDR and Poland, Potsdam-Freiberg 1981.
20. Mierzejewski M. — Hypothetical rotative pattern of the Sudetes Mts. as a result of an orogenic Wave shift and thermal plume Action. Bull. Acad. Pol., Serie sci. de la terre, 1981 nr 4.
21. Mierzejewski M. — Układ wielkich bloków Sudetów Zachodnich. [w:] Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kaledońsko-warwyscyjski. Wyd. Un. Wr. 1986.
22. Morawski T. — Uwagi o hiperptychach Gór Sowich. Arch. Inst. Geol. Wrocław 1960.
23. Morawski T. — Uwagi o amfibolitach Gór Sowich. Arch. Inst. Geol. Wrocław 1961.
24. Narębski W., Wajsprych B., Bakun-Czubarow N. — On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rock suites in the Polish part of the Sudetes. Ofioliti. 1982 no. 3.
25. Narębski W., Dostal J., Dupuy C. — Geochemical characteristics of Lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the Western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. N. Jb. Miner. Abh. 1986 no. 3.
26. Oberc J. — Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Acta Geol. Pol. 1957 nr 1.
27. Oberc J. — Budowa Geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol. 1972.
28. Querendell J. M. et al. — The Polish Sudetes: a mosaic of variscan terranes. [In:] Terranes in the circum Atlantic paleozoic orogens. Project IGCP 233. Oviedo 1986.
29. Searle M. P., Stevens M. K. — Obduction processes in ancient, modern and future ophiolites. [In:] Ophiolites and oceanic lithosphere. Geol. Soc. London Spec. Pub. 1984, 13.
30. Suess F. E. — Intrusionstektonik unad Wander-tektonik im varistischen Grundgebirge. Berlin 1926.
31. Suess F. E. — Der Lugische Bau in seinen Verhältnis zur varistischen Orogenese. Mitt. Geol. Ges. 1935, 28.
32. Teisseyre H. — Kaledonidy sudeckie i ich warwyscyjska przebudowa. Prz. Geol. 1956 nr 3.
33. Teisseyre H. — Precambrian in south-western Poland. Geol. Sudet. 1980 nr 1.
34. Znosko J. — The Problem of oceanic crust and of Ophiolites in the Sudetes. Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre. 1981 nr 3.
35. Żelaźniewicz A. — Granulitic inliers amidst a gneissic/migmatitic complex of the Owl Mts, Sudetes. Acta Geol. Pol. 1985 nr 1-2.

## SUMMARY

The structural analysis made in the area of about 100 sq km of the Sowie Mountains metamorphic segments (the Middle Sudety Mountains — the lower Silesia) shows that the main fold macrostructures developed in the second deformation phase ( $D_2$ ). The basic influence on geometry, size and orientation of microfolds ( $F_2$ ) had thrust sheets of basic rocks — mainly amphibolites. The most basic and ultrabasic rocks developed from segments of the former ocean crust (the Ślęża ophiolite).

As a results of long standing tectonic processes (beginning in the Cadomian tectogenesis and lasted to lower Carboniferous) on the margins of the Bohemian Massif (in the Saxo-Turonian zone), mutual displacements of various segments of continental (Cadomides) and ocean crusts (eg the Ślęża ophiolites) took place.

From the ocean crust undergoing subduction beneath the Bohemian Massif a large segment (the Ślęża ophiolite) was tectonically detached. This ophiolite thrust sheet impressed in existing structural discontinuities of the Cadomides.

Concomitance of subduction and obduction processes resulted in decreasing the rate of overthrust of this segment of the Bohemian Massif on the ocean crust. The rate of overthrust of the whole Bohemian Massif was not decreased.

Originated in that way the disagreement in displacement rates caused detachment and overthrust the Sowie Mountains sheets (northward) on the overthrusting (southward) the Ślęża ophiolite. As the result of this process the thickness and weight increased in this marginal part of the Bohemian Massif. It caused submerging the whole zone (much more in the eastern part) and development among others migmatites and locally granitoids during the third deformation phase ( $D_3$ ).

The Sowie Mountains structure is characterized by the tectonic macromelange pattern.

Thrust sheets, thrust slices, boundins, lens of ophiolite segments, numerous in the lower part of the Sowie Mountains slab characterize this type of pattern.

These macrostructural features originated in the Variscan tectogenesis (the Acadian phase?).

## РЕЗЮМЕ

Структурный анализ проведенный для территории около 100 км<sup>2</sup> части совиогурского метаморфика (Центральные Судеты, Нижняя Силезия) указывает на то, что основные складчатые макроструктуры образовались во время второй фазы деформации ( $D_2$ ). Основное влияние на геометрию, величину и ориентацию макроскладок  $F_2$  оказывали тектонические клинья основных пород главным образом амфиболитов. Большинство этих основных и ультраосновных пород образовалось из фрагментов древней океанической коры (офиолита Сленжи).

В результате продолжительных тектонических процессов (которые начались во время кадомского оро-