

ZWIĄZEK OFIOLITU ŚLĘŻY Z WARYSCYJSKĄ STRUKTURĄ METAMORFIKU SOWIOGÓRSKIEGO

Odpowiedź

UKD 551.24:552.321.6(438:234.57)

W artykule (9), w którym L. Jamrozik polemizuje z moją koncepcją związku ofiolitu Ślęży z waryscyjską strukturą jednostki sowiogórskiej (1), zawarto próbę obrony dotychczasowych modeli tektonicznego rozwoju Sudetów. Autor ten nie zgadza się także z — przedstawioną przeze mnie — waryscyjską obdukcją ofiolitu Ślęży (4, 7, 8).

W tytule polemiki (9) pominięto dwa wyrazy ważne dla treści krytykowanego artykułu (1). Określeniem tym jest „waryscyjska struktura”. Przy okazji stwierdzono, że „*problem wieku — to temat na oddzielną dyskusję*” (9). Szkoda, bo w świetle ostatnich danych radiometrycznych (11, *vide* 13) wiek deformacji i metamorfizmu obydwu omawianych jednostek jest bardzo podobny. Wiek radiometryczny ok. 353–351 ($\pm 16-21$) mln lat dla ofiolitów środkowosudeckich (11) wyznacza raczej ich postmagmową przebudowę i transformację w czasie obdukcji na przełomie dewonu i karbonu (1) niż pierwotny wiek ich magmowej krystalizacji (11). Bez względu na interpretację tych oznaczeń izotopowych, nie wskazują one w żaden sposób na deformację i metamorfizm ofiolitów w czasie orogenezy kaledońskiej, jak zakładał L. Jamrozik (7, 8). Oznaczenia izochron (Sm–Nd) ofiolitów środkowosudeckich (11) są bardzo bliskie wynikom izotopowym (Rb–Sr i U–Pb) z gnejsów i migmatytów sowiogórskich (*vide* 13), które wynoszą ok. 380–370 ± 10 mln lat. Co więcej dane geochemiczne wskazują na genezę ofiolitów środkowosudeckich w środowisku normalnego grzbietu śródoceanicznego (N–MORB) (11). Dzięki obdukcji ofiolitów na NE obrzeżeniu Masywu Czeskiego uchroniła się część domen oceanicznych od ich konsumpcji w strefie subdukcji.

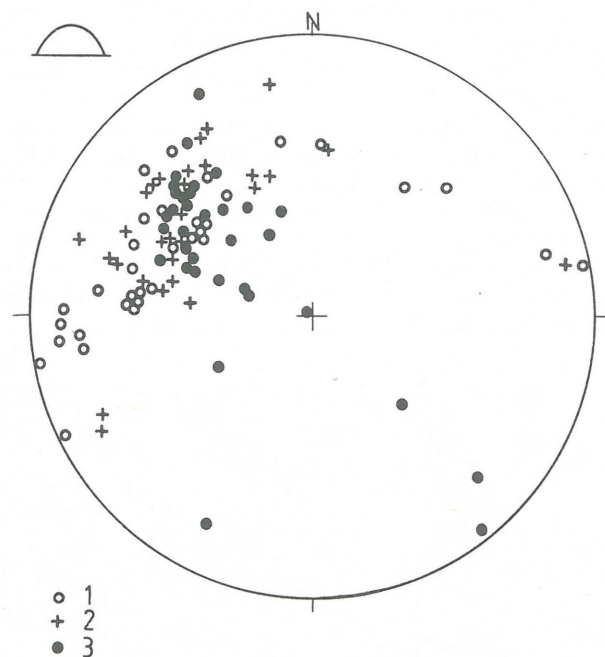
Drugi wyraz opuszczony w tytule polemiki to **struktura**. L. Jamrozik, próbując wykazać, że związek ewolucji jednostki sowiogórskiej z obdukcją ofiolitu Ślęży jest „*budową bez fundamentów*” (9), podważa podstawy tego związku — wyniki analizy strukturalnej. Badacz ten pomniejsza znaczenie wykonanej analizy strukturalnej, sugerując, że analizą tą objęto jedynie 6% obszaru jednostki sowiogórskiej (9). W rzeczywistości prace kartograficzne prowadzono na obszarze 81 km², a analizę strukturalną wykonano dla znacznie większego obszaru (prawie 120 km², tj. ok. 20% jednostki sowiogórskiej). L. Jamrozik pomija również znaczenie nowego szczegółowego zdjęcia geologicznego, które stało się osnową dla interpretacji strukturalnych. Na zbadanym obszarze odsłaniania się ok. 40 km² metamorfiku, tj. ponad połowa obszaru wychodni metamorfiku sowiogórskiego w części przedgórskiej.

Sugerowana **homogeniczność strukturalna** jednostki sowiogórskiej (9) opiera się na wielokrotnie wykorzystywanych (6) diagramach W. Grocholskiego (3). Diagramy te wykonano jednak dla zbyt dużych obszarów (średnio 100 km²) w stosunku do rzeczywistych wymiarów makrostruktur w jednostce sowiogórskiej, które są najczęściej strukturami o wielkościach rzędu kilkuset metrów (2). Ponieważ na tych dużych obszarach, dla których wykonano diagramy (3), może występować nawet kilkaset makrofałdów, to należy analizować małe domeny (o powierzchni co najwyżej 1 km²). Wyniki analizy statystycznej (1, 2) małych domen strukturalnych świadczą o **niejednorodności struk-**

turalnej jednostki sowiogórskiej, zwłaszcza w pobliżu licznych i dużych wystąpień makrosoczew amfibolitowych.

Z powodu ograniczonej objętości prac zamieszczanych w „Przeglądzie Geologicznym”, nie scharakteryzowano m. in. osi makrostruktur II rzędu (wyznaczonych na podstawie słabego pasowego rozrzutu foliacji), co skłoniło L. Jamrozika do stwierdzenia, że osie te wprowadzono w celu „*uzyskania pożądanej dyspersji kierunków*” (9). Dlaczego jednak L. Jamrozik nie zauważył trzech (!) diagramów, które charakteryzują się dużą dyspersją osi makrostruktur I rzędu (ryc. 1)? Czyżby i te diagramy były „*wyimaginowane na zasadzie tworzenia bytów ponad potrzebę*” (9)?

Nie ma żadnych wątpliwości, że jednostka sowiogórska charakteryzuje się mniejszą lub większą **heterogenicznością strukturalną**, co jest także uzależnione od skali obserwacji. Szerokie zakresy rozrzutu orientacji osi mezo-fałdów i lineacji mogą świadczyć, że struktury te były rotowane do bliskiej równoległości z orientacją makrostruktur w wyniku silnych okształceń ścinających. Na dyspersję osi fałdów i lineacji wpływały także liczne soczewy amfibolitowe, różnice w wielkościach przemieszczeń niżej-ległych łusek ofiolitowych (2), porozdzielanie deformacji na składowe (ang. strain partitioning), niecyldryczność



Ryc. 1. Diagram zbiorczy osi makrostruktur I rzędu, charakterystycznych dla obszarów dwóch sąsiednich domen strukturalnych. Zestawiono na podstawie ryc. 2, 4 i 6, zamieszczonych w pracy (1). Osie makrostruktur fałdowych wyznaczono z przecięcia się łuków średniej orientacji penetratywnej foliacji w sąsiednich domenach. Łuki foliacji określono na podstawie maksimów foliacji z diagramów konturowych, wykonanych dla poszczególnych domen

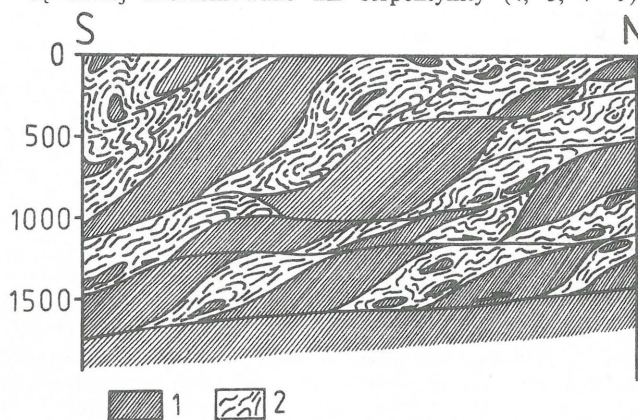
1 — region I, 2 — region II, 3 — region III (lokalizacja regionów na ryc. 2f; 9)

fałdów (np. fałdy futerałowe), interferencje różnych generacji struktur, a także procesy migmatyzacji.

L. Jamrozik podkreśla, że „główną tezę, którą starano się udowodnić jest to, że niewielkie ciała ultrabazytów i bazytów są fragmentami ofiolitów” (9). Nie starano się tego udowodniać, ale wskazano jedynie na taką prawdopodobną możliwość. Fakt podobieństwa litologicznego m. in. zserpentynizowanych perydotytów, gabr, gabro-amfibolitów i amfibolitów pogabrowych i/lub podiabazowych z jednostki sowiogórskiej ze skałami ofiolitów środkowosudeckich, a zwłaszcza ich obraz kartograficzny i pozycja strukturalna w jednostce sowiogórskiej wskazują, a nie dowodzą, że mogą być one relikami sekwencji ofiolitowej. A jeżeli tak jest (konieczne badania petrologiczne i geochemiczne), to należy korelować je z innymi fragmentami ofiolitów środkowosudeckich. Potwierdzają to dane geofizyczne, wskazujące na płytkie (1–1,5 km) występowanie pod przedgórską częścią jednostki sowiogórskiej skał zasadowych i ultrazasadowych. Ponieważ duże soczewy skał zasadowych (amfibolity) o długościach nawet do dwóch km nachylają się pod kątami średnio 45–65°, to najprawdopodobniej łączą się one ze skałami zasadowymi i/lub ultrazasadowymi, które podścielają jednostkę sowiogórską (ryc. 2).

Pogląd o **niezgodności strukturalnej** jednostki sowiogórskiej z otaczającymi (odległymi jednak!) jednostkami metamorficznymi broniony jest przez L. Jamrozika (7, 9). Jednostka sowiogórska jedynie od wschodu, przez strefę Niemczy, kontaktuje z metamorfikiem kamieniecko-niemczańskim (ryc. 3). Na obszarze tym istnieje **pozorna niezgodność strukturalna** (ryc. 3). Orientacja osi fałdów (translacyjnych i futerałowych, ang. sheath folds) i lineacji mylonitycznej w strefach ścinania podatnego (mylonity Niemczy) wyznacza w przybliżeniu kierunek transportu tektonicznego (oś X elipsoidy deformacji), natomiast w jednostce sowiogórskiej orientacja osi fałdów (w większości ze zginania) i lineacji mineralnej (głównie rekrytalizacyjnej) jest zbliżona do położenia osi Y elipsoidy odkształcenia. Dlatego też regionalne pole naprężeń w czasie waryscyjskiej ewolucji jednostki sowiogórskiej i strefy ścinania Niemczy było podobne pod względem kierunków i zwrotów głównych naprężeń $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

L. Jamrozik zarzuca opuszczenie w przedstawionym modelu (1) „parametrów ściśle tektonicznych ofiolitów” (9). Nie podzielam jednak poglądu tego badacza (na podstawie jedynie danych mezostrukturalnych), że gabra są silniej zdeformowane niż serpentyny (4, 5, 7–9).

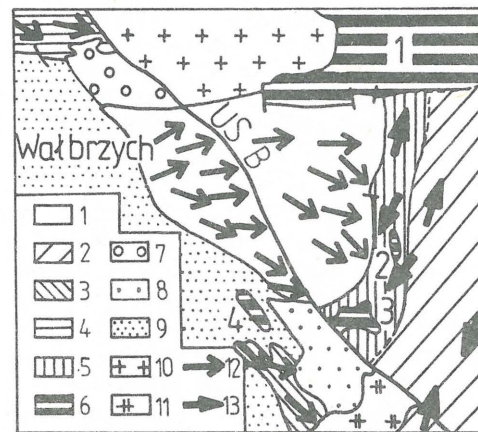


Ryc. 2. Schematyczny przekrój przez środkową część przedgórskiej fragmentu jednostki sowiogórskiej

1 – skały zasadowe i ultrazasadowe (rozczłonkowana sekwencja kompleksu ofiolitowego Śleży), 2 – gnejsy i migmatyty sowiogórskie

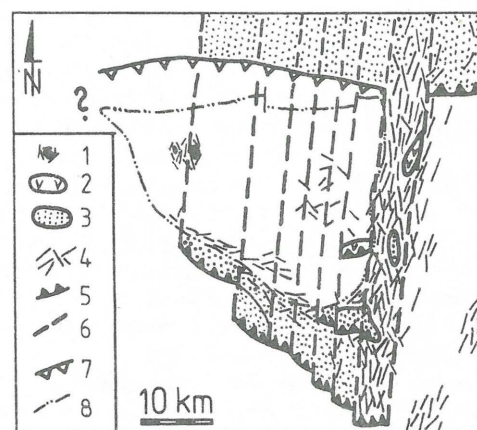
W serpentynitach środkowosudeckich obserwuje się m. in.: mozaikowe wygaszanie światła, a także rozdrobnienie i smugowe ułożenie oliwinów i/lub diallagu oraz spłaszczenie i wydłużenie oczek antygorytu (10). Te dane mikroskopowe wskazują na intensywne przeobrażenia tektoniczne ultrabazytów. Deformacje serpentynitów mogą być związane z procesami obdukcji, np. w Alpach (12).

Uwaga L. Jamrozika, że „deformacje powinny nasilniej zaznaczyć się w masywie Nowej Rudy” (9) wymaga rozpatrzenia. W proponowanym modelu (1) ofiolity Nowej Rudy znajdowały się w partii frontalnej łusek ofiolitowych (ryc. 4), co jednak nie oznacza, że w polu największych



Ryc. 3. Szkic orientacji głównych kierunków strukturalnych w jednostce sowiogórskiej i w najbliższych, innych, metamorficznych jednostkach sudeckich

1 – waryscyjska struktura jednostki sowiogórskiej, 2 – metamorfik kamieniecko-niemczański, 3 – metamorfik kłodzki, 4 – metamorfik kaczawski, 5 – strefa mylonityczna Niemczy, 6 – kompleks ofiolitowy (1 – ofiolity Śleży, 2 – ofiolity Szklar, 3 – ofiolity Braszowic, 4 – ofiolity Nowej Rudy), 7 – depresja Świebodzic, 8 – struktura bardzka, 9 – niecka śródsudecka, 10 – granitoidy strzegomskie, 11 – granitoidy kłodzko-złotostockie, 12 – osie makrofałdów, wyznaczone na podstawie pasowego rozrzutu foliacji na diagramach konturowych (osie Y elipsoidy deformacji $X > Y > Z$), 13 – lineacja mylonityczna (z rozciągania) i osie fałdów futerałowych (ang. sheath folds) równoległe do osi X (kierunku transportu tektonicznego) elipsoidy deformacji ($X > Y > Z$)



Ryc. 4. Szkic ilustrujący płaszczwinową budowę jednostki sowiogórskiej i niżejległego zespołu łusek ofiolitów Śleży (lub lepiej ofiolitów Sudetów Środkowych)

1 – zserpentynizowane ultrabazyty wśród granulitów, 2 – gabro-amfibolity i amfibolity, 3 – kompleks ofiolitowy, 4 – strefy ścinania podatnych (m. in. sprzężone i anastomozujące), 5 – linia frontalna nasunięcia łusek ofiolitowych (w większości zakryta), 6 – linia lateralna (boczna) łusek ofiolitowych, 7 – linia frontalna nasunięcia jednostki sowiogórskiej, 8 – obecna granica jednostki sowiogórskiej

naprężeń tektonicznych. Największym odkształceniom ulegały partie lateralne, szczególnie tych łusek, które ograniczały cały przemieszczany zespół łusek ofiolitowych (ryc. 4).

Na zakończenie chciałbym sprostować poglądy, którym L. Jamrozik (9) przypisuje mi rzekome autorstwo. Nie podałem jaka część skorupy oceanicznej uległa obdukcji — prawdopodobnie od członu perydotytowego aż po bazalty oceaniczne — a więc nie tylko górna część sekwencji ofiolitowej. Nie twierdziłem, że procesy subdukcji i obdukcji zachodziły jednocześnie w tym samym miejscu. Obdukcji uległ jedynie fragment płyty oceanicznej (± 350 mln lat ?), natomiast subdukcja rozpoczęła się już w sylurze i trwała jeszcze w karbonie górnym wzdłuż całej (?) NE krawędzi Masywu Czeskiego (1).

L I T E R A T U R A

1. C y m e r m a n Z. — Związek ofiolitu Ślęży z waryscyjską strukturą metamorfiku sowiogórskiego. *Prz. Geol.* 1987 nr 6.
2. C y m e r m a n Z. — Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety. *Geol. Sudet.* (w druku).
3. G r o c h o l s k i W. — Mezostруктуры obszaru gnejsów sowiogórskich na Przedgórzu Sudeckim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1969 z. 4.
4. J a m r o z i k L. — Tektonika gabr masywu gabrowo-serpentynitowego Braszowic-Brzeźnicy (Sudety). *Prz. Geol.* 1975 nr 5.

5. J a m r o z i k L. — Tektonika wewnętrzna masywu serpentynitowego Szklar Żąbkowickich. *Ibidem.*
6. J a m r o z i k L. — Głównie kierunki strukturalne bloku sowiogórskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1980 z. 2.
7. J a m r o z i k L. — Tectonic position of ultrabasic-basite massifs surrounding the Góry Sowie Mts. block. [W:] *Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif. Guide Book of excursions in GDR and Poland.* Potsdam-Freiberg 1981 vol. 2.
8. J a m r o z i k L. — Wiek ofiolitów i kaledonidy Sudetów. [W:] *Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kaledońsko-waryscyjski.* Wyd. Un. Wr. 1986.
9. J a m r o z i k L. — Problematyczny związek ofiolitu Ślęży z metamorfikiem sowiogórskim. *Prz. Geol.* 1988 nr 10.
10. M a c i e j e w s k i S. — Uwagi o serpentynitach Gór Kiełczyńskich na Dolnym Śląsku. *Kwart. Geol.* 1963 nr 1.
11. P i n C., M a j e r o w i c z A., W o j c i e c h o w s k a I. — Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Lithos* 1988 vol. 21.
12. V o g l e r W. S. — Fabric development in a fragment of Tethyan oceanic lithosphere from the Piemonte ophiolite nappe of the Western Alps, Valtournanche, Italy. *Journ. Struct. Geol.* 1987 vol. 9, no 8.
13. Ż e l a ż n i e w i c z A. — Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1987 nr 3-4.