

Transpresja i ekstensja w Rudawach Janowickich (Sudety Zachodnie)

Zbigniew Cymerman*

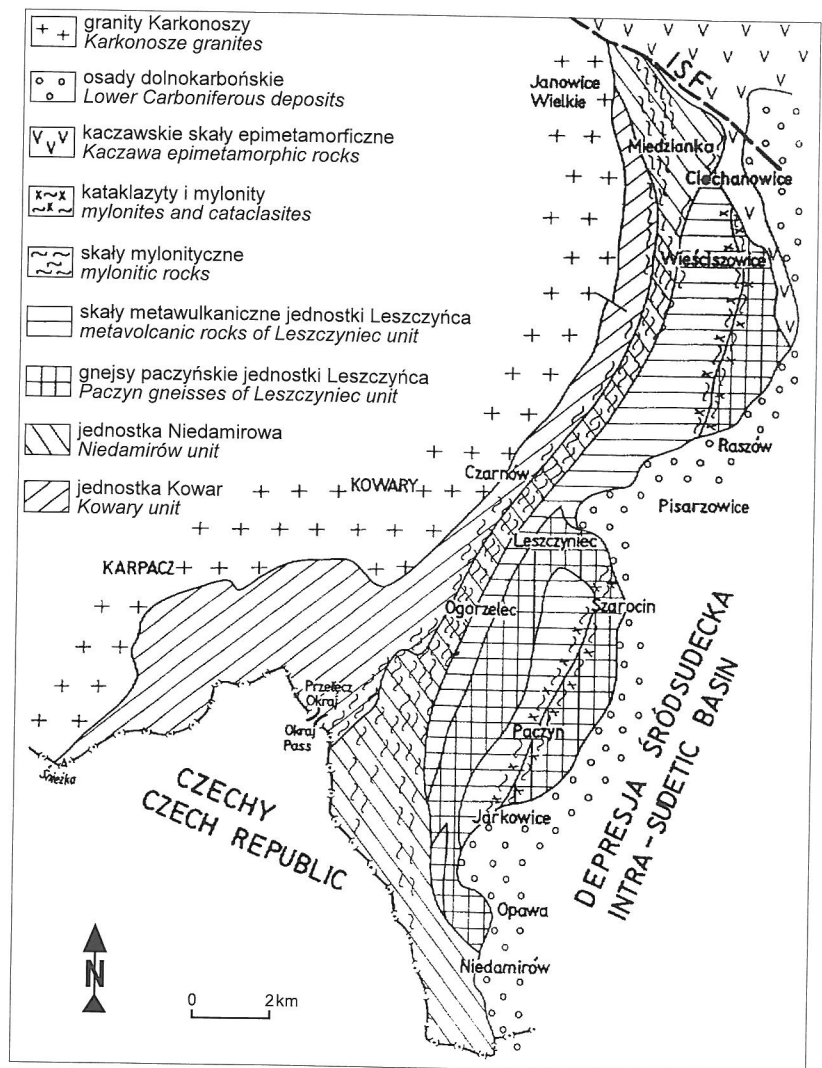
Transpression and extension in the Rudawy Janowickie metamorphic complex (Western Sudetes)

S u m m a r y. This paper presents the complex structural and kinematic history of metamorphic rocks from the Rudawy Janowickie metamorphic complex (RJMC), the eastern part of the Izera-Karkonosze core complex (Western Sudetes). The metamorphic rocks of the RJMC are divided into three lithotectonic units: (1) the Kowary unit; (2) the Niedamirow unit; and (3) the Leszczyńiec unit. The RJMC is characterized by two tectonic stages: D_1 transpressional event and D_2 extensional one. The older transpressional (D_1) deformation occurred during HP-MT metamorphic conditions (M_1). Regional, in general subhorizontal NNE-SSW stretching lineation (L_1) on steeply deeping foliation (S_1) and shear criteria (S-C structures, C' shear bands) observed in the Leszczyńiec and Niedamirow units indicate a southward displacement of the hanging-walls during D_1 deformation. However, some domains in the Leszczyńiec unit show a more complicated kinematics probably related to a strain partitioning during dextral transpression. An important regional extensional ductile deformation (D_2) is best described from the Kowary orthogneisses. The well developed S_2 mylonitic foliation strikes NNE-SSW and dips moderately to the east. Ductile and brittle structures indicate that deformation (D_2) within the RJMC was due to noncoaxial deformation. Extensional deformation occurred under conditions of retrograde metamorphism from amphibolite-facies conditions to greenschist facies. Regional ca. W-E stretching lineations and shear criteria indicate an eastward ductile displacement of the hanging wall during the Viséan D_2 extension. At least some movement on the shear zones occurred at depths of ca. 25 km during late-Variscan amphibolite facies metamorphism, but shear zone fabric may be found in some parts of the Karkonosze granites. The shearing events may thus have been active over a period of as much as 20 Ma. The main D_2 extensional deformation probably was contemporaneous with, or slightly preceded the extensional collapse of the crust directed to the east, which initiated formation of the Intra-Sudetic basin. This basin formed along the hanging wall of the normal shear zone and were tilted moderately towards the east during the Sudetic phase. The RJMC is a major detachment belt that played an important role in the Carboniferous extension of the Sudetes.

Metamorfik Rudaw Janowickich (MRJ) ze wschodniej części bloku karkonosko-izerskiego (ryc. 1) dostarcza najlepszego przykładu kolapsu grawitacyjnego z obszaru Sudetów Zachodnich, związanego z procesami późnoorogenicznego waryscyjskiego wyniesienia litosfery. Problematyka ta znajduje się obecnie w centrum szczególnego zainteresowania tektoników (np.: Davis, 1983; Coney & Harmst, 1984; Platt, 1993). Celem

artykułu jest przedstawienie procesów ekstensyjnego wyniesienia MRJ razem z całym blokiem karkonosko-izerskim jako konsekwencji wcześniejszej, prawoskrętnej transpresji.

Geologia MRJ była przedmiotem licznych publikacji, m.in. petrologicznych (np.: Wieser, 1978; Narębski i in., 1986; Szałamacha & Szałamacha, 1991; Winchester i in., 1995; Kryza i in., 1995; Smulikowski, 1995), tektonicznych (Oberc, 1960, 1972; Teisseyre, 1968; Mazur, 1994) i regionalnych (Szałamacha & Szałamacha., 1960; 1968; Teisseyre, 1971; Mierzejewski & Oberc-Dziedzic, 1990). Kompleks MRJ był ostatnio rozpatrywany jako obszar zbudowany z różnie definiowanych terranów (Matte i in., 1990; Oliver i in., 1993; Narębski, 1993; Cymerman & Piasecki, 1994). Na obszarze MRJ można wydzielić trzy, nieformalne



Ryc. 1. Uproszczona mapa geologiczna metamorfiku Rudaw Janowickich (zestawiona na podstawie materiałów kartograficznych różnych autorów, głównie M. i J. Szałamachów): ISF — uskoc śródsudecki

Fig. 1. Simplified geological map of the Rudawy Janowickie metamorphic complex (compiled after mapping of many authors, mostly M. and J. Szałamacha): ISF — Intra-Sudetic Fault

*Oddział Dolnośląski, Państwowy Instytut Geologiczny, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

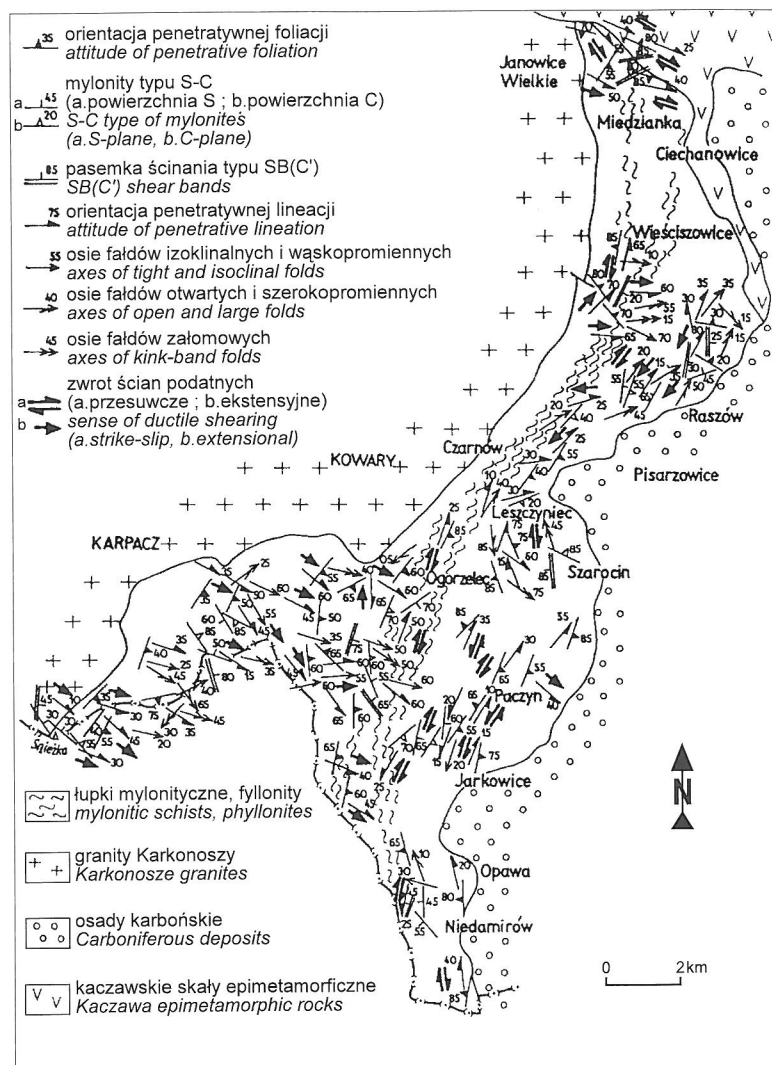
jednostki tektonostratygraficzne (ryc.1) (Szałamacha & Szałamacha, 1960; 1968). Jednak opinie na temat tego podziału, ich granic i stratygrafii nie są jednoznacznie ustalone (np. Szałamacha & Szałamacha, 1960; 1968; Oberc, 1960, 1972; Teisseyre, 1968, 1971; Mazur, 1994, Kryza i in., 1995). Autor niniejszej pracy przyjął podział MRJ na trzy jednostki — licząc od najniższej (zachodniej) do najwyższej (wschodniej) — Kowar, Niedamirowa i Leszczyńca. **Jednostka Kowar** (JK), określana też jako strefa łupkowo-gnejsowa (Oberc, 1960) lub dzielona na serie z Kowar i z Czarnowa (Teisseyre, 1968, 1971; Mazur 1994), jest zbudowana z ortognejsów i łupków łyszczykowych, zaliczanych do proterozoiku (Oberc, 1960, Szałamacha & Szałamacha, 1960; 1968). Jednak dane radiometryczne (metoda U-Pb, cyrkony) z ortognejsów JK wskazują na ordowicki wiek ich protolitu (Oliver i in., 1993). **Jednostka Niedamirowa** (JN) (Szałamacha & Szałamacha, 1958, 1968, 1991), będąca w części odpowiednikiem formacji łupków z Czarnowa (Teisseyre, 1968, 1971) jest zbudowana z kambro-sylurskich (?) łupków łyszczykowych, fyllitów, amfibolitów, zieleńców, łupków kwarcowo-skalieniowych, marmurów oraz łupków i kwarcytów grafitowych. **Jednostka Leszczyńca** (JL) (Szałamacha & Szałamacha, 1968, 1991; Teisseyre, 1968, 1971; Kryza i in., 1995) składa się z metabazytów (ok. 505 i 492 Ma; cyrkony; metoda U-Pb; Oliver i in., 1993), gnejsów hornblendowych i chlorytowych (gnejsy pacińskie) oraz mylonitycznych łupków, głównie chlorytowo-epidotowych.

Podstawowym kryterium wydzielenia jednostek tektonicznych JN i JL, było założenie o nasunięciu ku zachodowi JL na JN wzdłuż prawie południkowo przebiegającej granicy między nimi (np. Szałamacha & Szałamacha, 1960, 1991; Oberc, 1960, 1972; Teisseyre, 1968, 1971). Było to rozwinięcie wcześniejszej idei o płaszczowinowej budowie bloku karkonosko-izerskiego (Kodym & Svoboda, 1948). Jako dowody na istnienie tego nasunięcia przytaczano m.in.: kataklazę skał wzdłuż tej granicy, niezgodności w orientacji foliacji między tymi jednostkami, a także wyklinowywanie się i ścinanie wychodni różnych wydzieli litologicznych na granicy obu jednostek (*op. cit.*). W rozwoju budowy geologicznej MRJ zakładano, że: JK jest fragmentem masywu wewnętrznego; JN — częścią serii geosynklinalnej, a JL — fragmentem kompleksu ofiolitowego (gabro-plagiogranity, diabazydajki-lawy) (Szałamacha & Szałamacha 1991). Skały metawulkaniczne JK wykazują cechy alkalicznych bazaltów śródpłytowych, toleity z JN — cechy od T- i N-MORB-u do wzbogaconego MORB-u, natomiast metawulkanity z JL mają geochemicznie wiele cech wspólnych z JN (Winchester i in., 1995). Granice między tymi prowincjami geochemicznymi, które w przybliżeniu odpowiadają podziałowi MRJ na przyjęte tutaj jednostki tektonostratygraficzne, są wyznaczone przez strefy skał mylonitycznych (Winchester i in., 1995).

Wykonane przez autora w latach 1989–1991 oraz w 1993 r. badania strukturalno-kinematyczne z obszaru całego MRJ wykazały istnienie dwóch (D1 i D2) — zasadniczo odrębnych — zespołów struktur tektonicznych, oprócz późniejszych, kruchych struktur tektonicznych (spe-

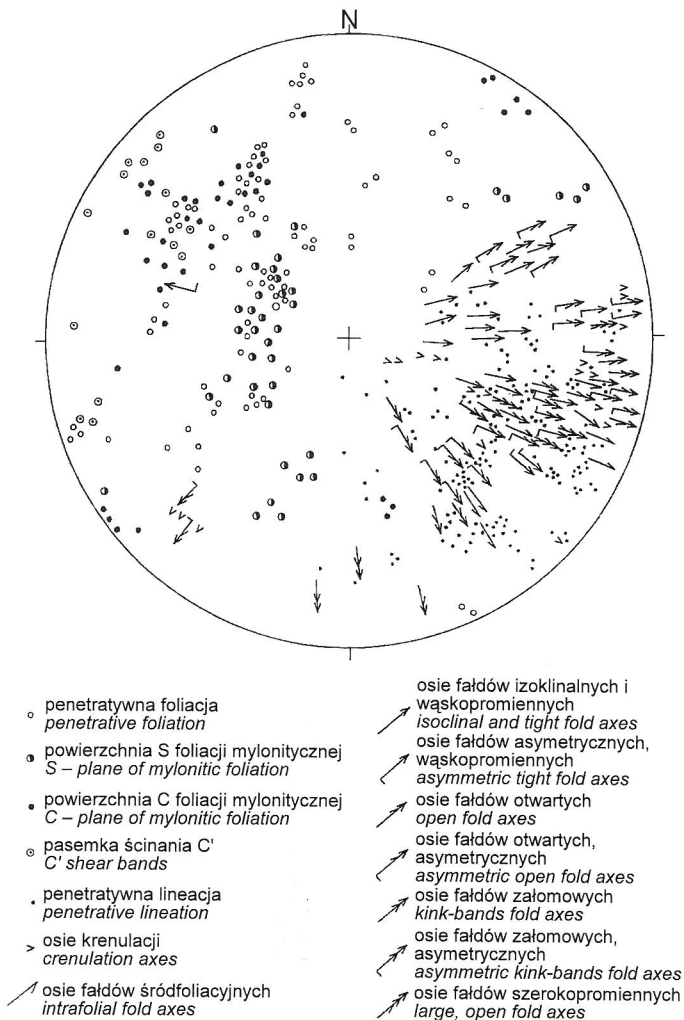
kania skalne i liczne tektoglify). Procesy starszej (D1), regionalnej, prawoskrętnej transpresji tłumaczono procesem akrecji terranu środkowosudeckiego do terranu saksońskoturyngeńskiego (Cymerman, 1991; Cymerman & Piasecki, 1994), natomiast procesy młodszej (D2) ekstensji wiązano z regionalną delaminacją litosfery i wypiętrzaniem bloku karkonosko-izerskiego (Cymerman & Steltenpohl, 1992; Cymerman, 1993).

Penetratywne, regionalne elementy strukturalne wykorzystane w analizie MRJ — to foliacje i lineacje. Dane strukturalne, dotyczące rozmieszczenia i orientacji penetratywnej foliacji, a także powierzchni struktury typu S-C i powierzchni asymetrycznych, ekstensyjnych pasemek ścinania C', zebranych w 82 odślonięciach, przedstawiono na mapie strukturalno-kinematycznej (ryc. 2) i diagramach (ryc. 3–5). Regionalna, nie rozdzielona foliacja charakteryzuje się niezbyt skomplikowanym obrazem orientacji przestrzennej na obszarze MRJ. Foliacja upada — na ogół stromo — w kierunku ku SE, znacznie rzadziej ku S lub E. Wyjątkiem są okolice Miedzianka, gdzie foliacje zapadają na ogół bardzo stromo ku N lub S (ryc. 2), co jest związane z rotacjami i wychyleniami domen skalnych w sąsiedztwie uskoła śródsudeckiego. Foliacja charakteryzuje się domonową (strefową) strukturą mylonityczną. W skałach JK,



Ryc. 2. Mapa strukturalno-kinematyczna metamorfiku Rudaw Janowickich

Fig. 2. Structural-kinematic map of the Rudawy Janowickie metamorphic complex

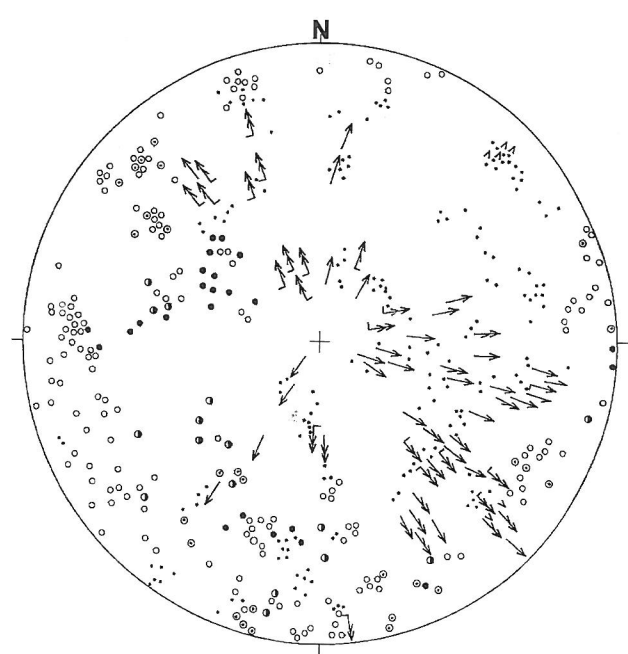


Ryc. 3. Diagram punktowy foliacji, lineacji i fałdów z jednostki Kowar. Półkula dolna, siatka Schmidta

Fig. 3. Stereogram of foliations, lineations and folds from the Kowary unit. Lower hemisphere, Schmidt net

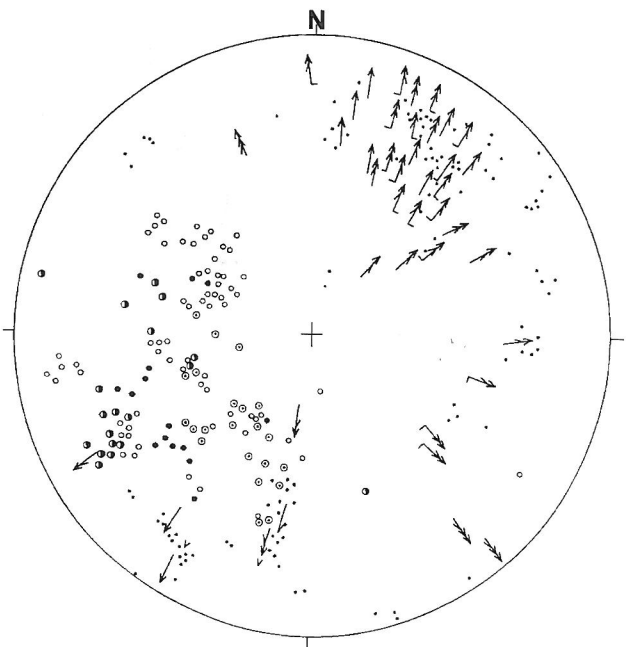
głównie w gnejsach, powierzchnie foliacji (S) są progresywnie zrotowane do płaszczyzny ścinania (C); powstaje w ten sposób **struktura mylonityczna typu S-C** (ryc. 6, 7). Struktura S-C wśród najbardziej zdeformowanych skał mylonitycznych z MRJ jest wyznaczona przez uporządkowaną orientację granic ziarn kwarcu, wstążeczki kwarcu, lamelki i pakiety łyszczyków, a także przez mikrolity zbudowane z kwarcu, albitu, muskowitu, biotytu, chlorytu i epidotu. Penetratywna foliacja, a także struktury mylonityczne S-C są często przecinane przez niepenetratywne, zlokalizowane asymetrycznie, **ekstensyjne pasemka ścinania C'** (ryc. 6, 7). Pasemka ścinania C' były interpretowane w MRJ jako młodsza foliacja lub kliważ (S₂ lub S₃) (Teisseyre, 1968, 1971).

Penetratywna lineacja ziarna mineralnego jest zawsze wykształcona na foliacji (ryc. 8). Lineacje te uznano za **lineacje z rozciągania** (L_r), czyli za struktury zorientowane w przybliżeniu równolegle do osi X elipsoidy odkształcenia całkowitego; jej orientacja służy do wyznaczania kierunku transportu tektonicznego. Orientacja lineacji L_r jest przeważnie równoległa do mniej penetratywnych lineacji innych typów, jak lineacja krenulacyjna (L_k) lub intersekcyjna (L_i) i części struktur fałdowych. W większości odmian litologicznych MRJ lineacja L_r jest wyznaczona przez jasną mikę, kierunkowo wyciągnięte agregaty kwarcowo-skalenkowe



Ryc. 4. Diagram punktowy foliacji, lineacji i fałdów z jednostki Niedamirowa. Półkula dolna, siatka Schmidta

Fig. 4. Stereogram of foliations, lineations and folds from the Niedamirow unit. Lower hemisphere, Schmidt net



Ryc. 5. Diagram punktowy foliacji, lineacji i fałdów z jednostki Leszczyńca. Półkula dolna, siatka Schmidta

Fig. 5. Stereogram of foliations, lineations and folds from the Leszczyńiec unit. Lower hemisphere, Schmidt net

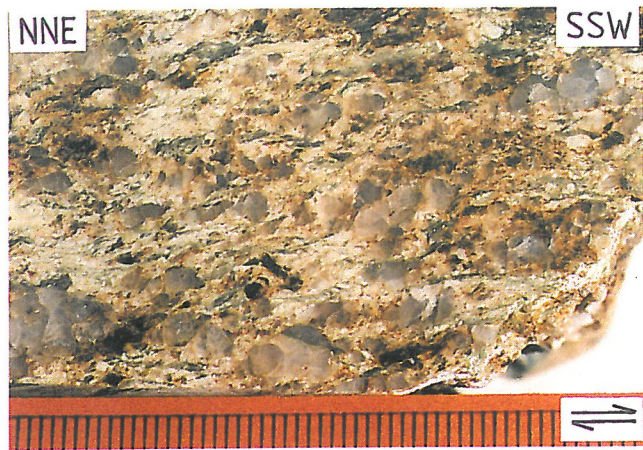
lub soczewy i pręty kwarcowe. W skałach metapelitycznych lineacja L_r jest często określona włóknistym chlorytem. Lineacja L_r jest różnie zorientowana w poszczególnych jednostkach MRJ. W JK lineacja L_r jest na ogół stromo nachylona ku E, SE lub NE (ryc. 2, 3). Natomiast w łupkach krystalicznych i metabazytach JN i JL lineacja L_r jest nachylona przeważnie pod małymi kątami ku NE, N lub E, rzadko ku S lub N (ryc. 2, 4, 5).

Wskaźniki kinematyczne (np. Hanmer & Passchier, 1991) badano w terenie (82 odsłonięcia) i na orientowanych



Ryc. 6. Porfiroklasty typu σ modyfikowane przez zaczątki rozwoju asymetrycznych, ekstensyjnych pasemek ścinania (C'). Gnejs oczkowy z jednostki Kowar. Płaszczyzna XZ elipsoidy odkształcenia całkowitego. Skala w mm

Fig. 6. Porphyroclasts of σ -type modified by incipient development of C' asymmetric, extensional shear bands. Augen gneiss. Kowary unit. XZ-plane of the ellipsoid finite deformation. Scale in millimeters



Ryc. 7. Struktury typu S-C w gnejsach paczyńskich. Prawoskrętna strefa ścinania. Jednostka Leszczyńca. Płaszczyzna XZ elipsoidy odkształcenia końcowego. Skala w mm

Fig. 7. S-C mylonitic structure of the Paczyn gneisses. Dextral shear zone. Leszczyniec unit. XZ-plane of the finite strain ellipsoid. Scale in millimeters

47 próbkach (polery) oraz w 22 płytkach cienkich w płaszczyźnie prostopadłej do foliacji i równoległej do lineacji L_r , czyli w płaszczyźnie XZ elipsoidy odkształcenia całkowitego. Obok wymienionych już wskaźników kinematycznych (struktury mylonityczne S-C i ekstensyjne pasemka mylonityczne C'), do najczęściej występujących należą **porfiroklasty**, przeważnie **typu σ** (ryc. 6, 9, 10), powierzchni osiowe fałdów (ryc. 9) rotujące do powierzchni C oraz **struktury typu „domino”**, a w orientowanych płytkach cienkich — **rybokształtne łuszczyki i skośność więzby**.

Autor rozpoznał w ewolucji strukturalnej MRJ dwa, główne etapy deformacji (D_1 i D_2). Podczas **deformacji D_1** w skałach JN i JL oraz łupkach JK powstała penetratywna foliacja S_1 , lineacja z rozciągania L_{r1} i — lokalnie intensywnie rozwinięte — struktury fałdowe F_{1a} i F_{1b} , o silnie zróżnicowanej morfologii — od fałdów izoklinalnych F_{1a} , po fałdy otwarte F_{1b} (ryc. 10). Fałdy F_{1a} zafałdowują pierwotną laminację skały i charakteryzują się powierzchniami osio-



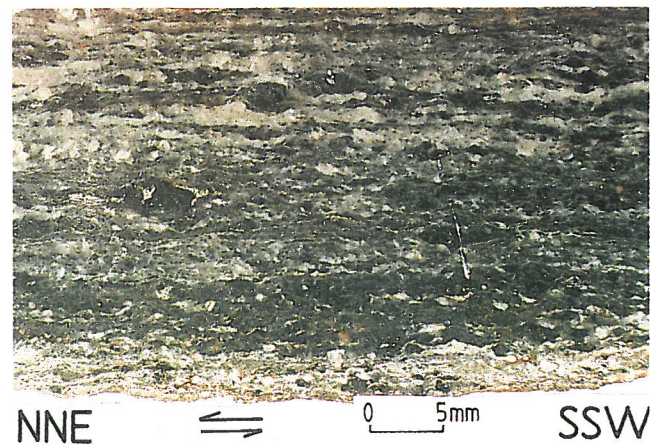
Ryc. 8. Lineacja z rozciągania L_{r2} na powierzchni foliacji S_2 . Ortognejs kowarki. Skala w cm

Fig. 8. Extensional lineation (L_{r2}) developed on S_2 foliation. Augen gneiss. Kowary unit. Scale in centimeters



Fig. 9. Przykład fałdów otwartych asymetrycznych F_{1b} . Zauważ asymetryczne porfiroklasty typu σ na długich skrzydłach fałdów. Łupki łuszczykowe. Jednostka Niedamirowa. Płaszczyzna XZ elipsoidy odkształcenia całkowitego. Skala w cm

Fig. 9. Example of F_{1b} asymmetric open folds. Note asymmetrical σ -type porphyroclasts on long limbs of the folds. Niedamirow unit. XZ-plane of the finite strain ellipsoid. Scale in centimeters



Ryc. 10. Zmylonityzowane metabazyty z jednostki Leszczyńca. Lewoskrętna strefa ścinania. Płaszczyzna XZ elipsoidy odkształcenia końcowego. Skala w mm

Fig. 10. Mylonitic metabasites from the Leszczyniec unit. Sinistral shear zone. XZ-plane of the finite strain ellipsoid. Scale in millimeters

wymi koplanarnymi z penetratywną foliacją S_1 . Natomiast fałdy F_{1b} deformują — w różnym stylu — już wcześniej powstałą regionalną foliację S_1 (ryc. 5). Autor wiąże rozwój fałdów F_{1a} i F_{1b} z reżimem prawoskrętnej transpresji i procesami porozdzielania deformacyjnego podczas progresywnej heterogenicznej deformacji. Osie fałdów F_1 , a zwłaszcza struktury zamkniętych F_{1a} , są w przybliżeniu równoległe do orientacji lineacji L_{r1} (ryc. 2–5). W łupkach łuszczycowych JK osie fałdów F_{1a} i F_{1b} nachylają się dość stromo ku E lub SE, a w łupkach łuszczycowych JN — pod średnimi kątami ku N lub NE. Często obserwuje się jednak dość znaczne dewiacje od tych regionalnych kierunków. Dewiacje te są w znacznej części wynikiem deformacji D_2 . Młodsza generacja fałdów F_2 charakteryzuje się odmienną orientacją osi fałdów w porównaniu z fałdami F_{1a} i F_{1b} .

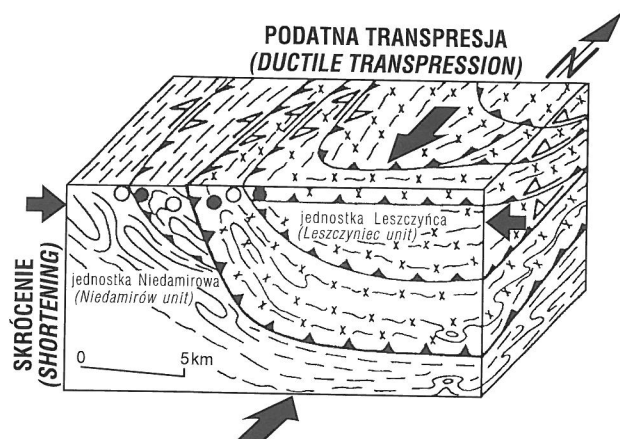
Niektóre strefy ścinania podatnych z MRJ wykazują objawy nierotacyjnego spłaszczenia, a także więźbę, która mogła powstać nie tylko w warunkach odkształcenia płaszczynowego (*plane strain*) i progresywnego ścinania prostego (np.: Jamison, 1991; Ishii, 1992; Fossen & Tikoff, 1993). W JN i JL występują czasem wskaźniki kinematyczne odmiennie od regionalnych, prawoskrętnych zwrotów ścinania z etapu D_1 , wskazujące na lewoskrętne przemieszczenia („góra” ku NE lub N). Dotyczy to stromo ustawionych stref ścinania, gdzie lineacja L_r jest ustawiona skośnie do regionalnego przebiegu lineacji L_r . W tych strefach silnych odkształceń wskaźniki zwrotu ścinania są najlepiej widoczne na płaszczyznach prawie horyzontalnych, ze wskaźnikami kinematycznymi prawoskrętnego przesuwu, przy czym lineacja L_r jest tam stromiej nachylenia i o zmiennym kącie tego nachylenia. Można to wytłumaczyć prawoskrętną transpresją w warunkach podatnych i ucieczką materiału skalnego na zewnątrz strefy intensywnego ścinania prostego (odkształcenie niepłaszczyznowe). Powstałe struktury tektoniczne będą charakteryzować się symetrią trójosiową, a kierunek transportu tektonicznego nie będzie w takiej sytuacji równoległy do głównego kierunku (X) elipsoidy przyrostu deformacji.

Otrzymane przez autora dane kinematyczne dla deformacji D_1 z JL są odmiennie od wskaźników kinematycznych podanych przez Mazura (1994), który opowiada się za jej lewoskrętnym przesuwem („góra” ku NNE). Badacz ten dla JN rozpoznał prawoskrętne przemieszczenia, które są zgodne z danymi tu przedstawionymi. Na ogół niejednoznaczność wskaźników kinematycznych zaznacza się najczęściej w pobliżu granic między jednostkami MRJ. Lokalne zmiany zwrotu kierunku ścinania w tych regionach można tłumaczyć: (1) odkształceniem niepłaszczyznowym (*non-plane strain*), (2) dyferencjalnymi ruchami ścinającymi, (3) porozdzielaniem deformacyjnym i (4) różnicami reologicznymi anizotropowych ośrodków skalnych (Hanmer & Passchier, 1991; Ishii, 1992; Jiang, 1994). Prawdopodobnie na obszarze MRJ, a zwłaszcza JN i JL mamy do czynienia z kombinacją wszystkich tych elementów; wymaga to jednak dalszych, szczegółowych badań.

W MRJ struktury powstałe podczas ekstensji (D_2) „nadrukują” starsze struktury transpresyjne (D_1), powstałe podczas skośnej kolizji kaledońskiej lub kaledono-waryscyjskiej (Chaloupsky, 1989; Don, 1990). **Transpresja** w tektonicznym znaczeniu oznacza względne przemieszczenia dwóch fragmentów litosfery względem siebie w kombinacji ruchów konwergentnych i przesuwczych (Harland, 1971). W regionach skośnej konwergencji płyt litosfery, zdominowanych przez warunki transpresji, całkowita deformacja jest porozdzielana na składową przesuwczą i nasuwczą (np. Platt, 1993).

Podczas **deformacji D_2** w ortognejsach JK powstała pierwsza i penetratywna mylonityczna foliacja S_2 i lineacja L_2 . Wskaźniki kinematyczne z tych zmylonizowanych podczas wizenu (Cymerman, 1994; Johnston i in., 1994; Aleksandrowski, 1995) ordowickich granitów (Oliver i in., 1993) wskazują na ekstensyjne, podatne uskokowanie, co oznacza, że skrzydła stropowe były przemieszczane ku ESE lub SE (ryc. 10). Mazur (1994) uważa, że w ortognejsach JK są dwie różnowiekowe lineacje z rozciągania (L_1 i L_2) o zbliżonej orientacji, ale o przeciwnych zwrotach ścinania. Natomiast według mojego rozeznania w JK istnieje tylko jedna lineacja L_r (ryc. 8), ze wskaźnikami ścinania ekstensyjnego („góra” ku ESE) (ryc. 6). Wskaźniki kinematyczne z MRJ wskazują jednoznacznie na procesy „normalnego uskokowania” podczas regionalnej ekstensji (D_2), co oznacza przemieszczanie wyżejległych domen skalnych ku SE i E, a jednocześnie syn-ekstensyjne „wycienianie” kompleksów skalnych. Ku wschodowi — od JK do JL — zmieniały się stopniowo także warunki deformacji, od podatnych w JK, poprzez podatno-kruche aż do kruchych w JL.

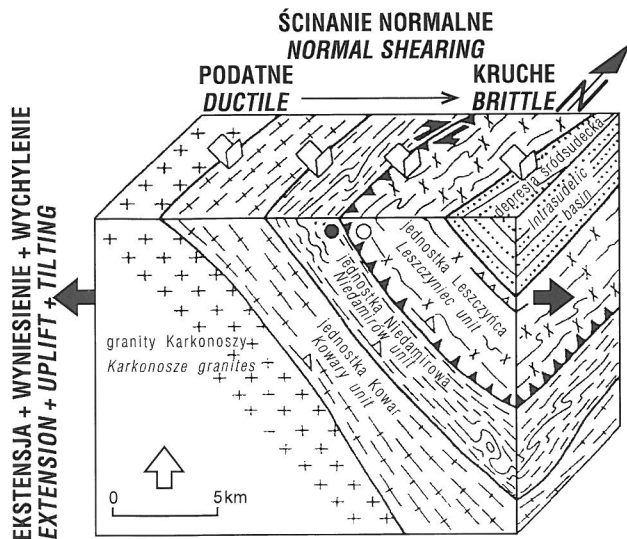
Deformacja D_1 , wywołana prawoskrętną transpresją, jest wyrażona dużą składową ścinania czystego (nierotacyjnego). Podczas deformacji D_1 doszło do nasunięcia z NNE na SSW poszczególnych jednostek MRJ (ryc. 11). Proces ten spowodował tektoniczne pogrubienie pakietu płaszczewin i powstanie warunków wysokociśnieniowego metamorfizmu regionalnego (M_1) w JN (np. Smulikowski, 1995). Warunki PT tego metamorfizmu były zróżnicowane w poszczególnych jednostkach MRJ (Kryza i in., 1995). Metamorfizm (M_1) w MRJ był spowodowany skośną akrecją terranów i wywołaną przez nią prawoskrętną transpresją (D_1) (Cymerman & Steltenpohl, 1992; Cymerman, Piasecki, 1994). Rozpoznanie fragmentów sekwencji ofiolitowej w JL (Szałamacha & Szałamacha, 1991), nasuniętych na JN, która również wykazuje geochemicznie cechy przejściowe do N-MORB-u (Winchester i in., 1995) wskazuje, że podatne nasunięcia — związane najprawdopodobniej z procesami obdukcji — mogą reprezentować kaledońską (?) granicę płyt litosfery, oddzielającą egzotyczne terrany o odmiennym prewaryscyjskiej historii ewolucji.



Ryc. 11. Schematyczny blokdiagram prawoskrętnej transpresji. Wielkoskalowe podatne nasunięcia i tektonika przesuwczą

Fig. 11. Schematic blockdiagram of dextral transpression. Large-scale ductile thrusting and wrenching

Regionalna, postkolizyjna ekstensja o kierunku WNW–ESE stała się bezpośrednią przyczyną szybkiego obniżania się (grawitacyjnego kolapsu) podłoża przyszłej depresji



Ryc. 12. Regionalne wyniesienie i wychylenie pogubionej strefy orogenicznej. Późnoorogeniczna ekstensja i „umiejscowienie” granitu karkonoskiego

Fig. 12. Regional uplift and progressive tilting of the thickened orogenic belt. Late-orogenic crustal extension and emplacement of the Karkonosze granite

śródsudeckiej (ryc. 12). Rozwój tego basenu śródgórskiego, powstałego na skrzydle zrzucenym regionalnej strefy ścinania ekstensyjnego, rozpoczął się w wizenie (np. Dziedzic & Teisseyre, 1990). Najstarsze osady molasowe tego basenu zalegają bezpośrednio na skałach JL i zostały wychylone ku E (faza sudecka?) do średnich i stromych wartości kątów upadu warstwowania. Również granit Karkonoszy zaczął intrudować podczas wizeńskiej regionalnej ekstensji D2 (około 328 Ma, metoda Rb/Sr; Pin i in., 1987).

Istnieją dwa podstawowe modele tektoniczne, próbujące wytłumaczyć procesy późnoorogenicznego wyniesienia litosfery i związanego z nim kolapsu grawitacyjnego. Pierwszy z nich wiąże synkompresyjne wyniesienie litosfery z procesami podklejania (*underplating*). W drugim modelu zakłada się, że późnoorogeniczna tektonika ekstensyjna jest wywołana delaminacją litosfery i rozwojem tzw. *metamorphic core complexes* (np.: Davis, 1983; Coney, Harmst, 1984). Podejmowane są także próby połączenia tych skrajnych modeli. Zakładana jest na przykład synchroniczność lub następstwo procesów kompresji i ekstensji na różnych poziomach litosfery (Platt, 1993). W świetle dotychczasowych danych strukturalnych i kinematycznych wydaje się, że ewolucja tektoniczna MRJ jest bardzo zbliżona do modelu rozwoju tzw. *metamorphic core complexes*, którym jest cały blok karkonosko-izerski. Waryscyjska ewolucja tego bloku (kopuły) z późnoorogenicznym reżimem ekstensyjnym jest podobna do rozwoju struktur kopułowych typu *metamorphic core complexes*, opisywanych z innych obszarów waryscyjdów europejskich (np. Echlter & Malavieille, 1990; Faure i in., 1993; Cassard i in., 1993).

Pawłowi Aleksandrowskiemu dziękuję za krytyczną, rzeczową i wnikliwą recenzję pracy.

Literatura

ALEKSANDROWSKI P. 1995 — Prz. Geol., 43: 745–754.
CASSARD D., FEYBESSE J.-L. & LESCUYER J.-L. 1993 — Tectonophysics, 22: 33–52.

CHALOUPSKY J. 1989 — Geol. Soc. Amer., Sp. Pap., 230: 101–196.
CONEY P.J. & HARMST. A., 1984 — Geology, 12: 550–554.
CYMERMAN Z. 1993 — [In:] Abstracts volume, Late Orogenic Extension in Mountain Belts; Montpellier. Doc. BRGM 219: 51–52.
CYMERMAN Z. 1994 — Prz. Geol., 42: 264–270.
CYMERMAN Z. & STELTENPOHL M.G. 1992 — Kinematics of the Rudawy Janowickie Complex, Western Sudetes. [In:] Abstracts of 7th Geological workshop. Styles of Superposed Variscan Nappe Tectonics, Kutna Hora, Czechoslovakia: 40.
CYMERMAN Z. & PIASECKI M.A. 1994 — Geol. Quart., 38: 191–210.
DAVIS G.H. 1983 — Geology, 11: 342–347.
DON J. 1990 — Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 179: 307–328.
DZIEDZIC K. & TEISSEYRE A.K. 1990 — Ibidem, 179: 289–305.
ECHLER H. & MALAVIEILLE J. 1990 — Tectonophysics, 177: 125–138.
FAURE M., GROLIER J. & PONS J. 1993 — Geol. Rundsch., 82: 461–474.
FOSSEN H. & TIKOFF B. 1993 — J. Struct. Geol., 15: 413–422.
HANMER S. & PASSCHIER C.W. 1991 — Geol. Survey Canad. Pap., 90: 1–117.
HARLAND W. 1971 — Geol. Mag., 108: 27–42.
ISHII K. 1992 — Tectonophysics, 210: 33–43.
JAMISON W.R. 1991 — Ibidem, 190: 209–232.
JIANG D. 1994 — J. Struct. Geol., 16: 121–130
JOHNSTON J.D., TAIT J.A., OLIVER G.J. & MURPHY F.C. 1994 — Transactions of the Royal Society of Edinburgh; Earth Sc., 85: 131–142.
KODYM O. & SVOBODA J. 1948 — Sbornik. Statneho Geologického Ustavu ČSR, 15: 109–180.
KRYZA R., MAZUR S. & PIN C. 1995 — Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 170: 59–74.
MAZUR S. 1994 — Ewolucja strukturalno-metamorficzna wschodniej okrywy granitu Karkonoszy między Niedamirowem, Leszczyńcem i Kowarami. Pr. dokt. Uniw. Wrocław.
MATTE P.H., MALUSKI H., RAJLICH P. & FRANKE W. 1990 — Tectonophysics, 177: 151–10.
MIERZEJEWSKI M.P. & OBERC-DZIEDZIC T. 1990 — Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 179: 197–222.
NAREBSKI W. 1993 — Zentralbl. Geol. Paläont., (1): 961–972.
OBERC J. 1960 — Acta Geol. Pol., 10: 1–41.
OBERC J. 1972 — Budowa geologiczna Polski, 4. Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Inst. Geol., Warszawa.
OLIVER G.J. & KELLEY S. 1993 — Neues Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh., 21: 321–334.
OLIVER G.J., CORFU F. & KROGH T.E. 1993 — J. Geol. Soc., London., 150: 355–369.
PIN C., MIERZEJEWSKI M. & DUTHOU J. 1987 — Prz. Geol., 35: 512–517.
PLATT J.P. 1993 — J. Geoph. Res., 98: 239–256.
SMULIKOWSKI W. 1995 — Geol. Rundsch., 84: 720–737.
SZAŁAMACHA M. & SZAŁAMACHA J. 1958 — Prz. Geol., 6: 353–356.
SZAŁAMACHA J. & SZAŁAMACHA M. 1968 — Biul. Inst. Geol., 222: 33–75.
SZAŁAMACHA J. & SZAŁAMACHA M. 1991 — Ibidem, 367: 61–86.
TEISSEYRE J. 1968 — Geol. Sudet., 4: 481–555.
TEISSEYRE J. 1973 — Ibidem, 8: 1–129.
WIESER T. 1978 — Miner. Pol., 9: 35–56.
WINCHESTER J.A., FLOYD P.A., CHOCYK M., HORBOWY K. & KOZDRÓJ W. 1995 — J. Geol. Soc., London, 152: 105–115.