

Stanisław MAZUR¹

STRUKTURALNA I METAMORFICZNA EWOLUCJA WSCHODNIEJ OKRYWY GRANITU KARKONOSZY W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI RUDAW JANOWICKICH I GRZBIECIE LASOCKIM²

Structural and metamorphic evolution of the country rocks at the eastern contact of the Karkonosze granite in the southern Rudawy Janowickie Mts and Lasocki Range

Abstrakt. Ewolucja strukturalno-metamorficzna wschodniej okrywy granitu Karkonoszy obejmowała w badanym terenie trzy główne etapy: D₁, D₂ i D₃. W etapie kontrakcyjnym D₁ doszło do nasunięcia się na siebie trzech dużych jednostek tektonicznych: Kowar, Niedamirowa i Leszczyńca. Kierunek transportu tektonicznego był ku WNW w dwóch pierwszych jednostkach i przypuszczalnie ku NNE w ostatniej. Z nasuwaniem wiązało się powstanie penetratywnej foliacji S₁ i lineacji L₁. W początkowej fazie etapu D₁ jednostki tektoniczne ulegały metamorfizmowi w różnych warunkach ciśnienia i temperatury: jednostka Kowar w górnym przedziale temperatur facji zieleńcowej przy umiarkowanym ciśnieniu, jednostka Niedamirowa w facji niebieskich łupków, a jednostka Leszczyńca w facji epidotowo-amfibolitowej. W efekcie przemieszczeń tektonicznych doszło do ujednoczenia warunków metamorfizmu we wszystkich jednostkach pod koniec etapu D₁. W jednostce Kowar warunki P-T nie ulegały zmianom, natomiast w jednostkach Niedamirowa i Leszczyńca deformacji D₁ towarzyszyło przejście do warunków facji zieleńcowej.

W etapie ekstensyjnym D₂ na skalę regionalną rozwinął się kolaps grawitacyjny ku ESE. W jego wyniku nastąpiło sukcesywne podnoszenie ku zachodowi jednostek tektonicznych położonych coraz niżej w profilu pionowym. Główne strefy przemieszczeń były zlokalizowane wzdłuż wschodniej granicy jednostki Kowar oraz wzdłuż zachodniej krawędzi depresji śródsudeckiej. Pierwsza z tych stref miała charakter podatny, a druga kruchy. W jednostce Kowar etap D₂ był związany z podatnym ścinaniem. Deformacja zachodziła w warunkach metamorfizmu o niskim gradiencie P/T.

¹ Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, pl. Maksa Borna 9, 50-205 Wrocław.

² Wpłynęło 26 lutego 1995, przyjęto do druku 11 września 1995.

W jej rezultacie doszło do powstania nowej, penetratywnej foliacji S_2 i lineacji L_2 w łupkach łuszczkowych i w metabazytach należących do jednostki Kowar. Jednostki Niedamirowa i Leszczyńca w etapie D_2 uległy deformacjom podatno-kruchym. Powstałe w nich struktury deformacyjne S_2 i L_2 są niepenetratywne. Kolaps grawitacyjny ku ESE wskazuje na działanie w etapie D_2 ekstensji o kierunku WNW-ESE. Efektem ekstensji było szybkie obniżanie się podłoża depresji śródsudeckiej i związana z nim sedimentacja gruboklastycznych osadów lądowych o miąższości 4000 m. Z końcową fazą etapu D_2 wiązała się intruzja granitu Karkonoszy.

W ostatnim etapie D_3 powstała południkowa fleksura wschodnich Karkonoszy. Na skłonie fleksury sfałdowane zostały skały metamorficzne oraz przyległe do nich od wschodu dolnokarbońskie zlepieńce depresji śródsudeckiej.

Key words: Sudetes, Karkonosze-Izera Block, overthrusts, extensional collapse, blueschist facies, greenschist facies.

Abstract. Tectono-metamorphic evolution of the metamorphic envelope of the eastern contact of the Karkonosze granite involved three main events: D_1 , D_2 and D_3 . The contractional event D_1 was related to overthrusting of three large tectonic units: Kowary Unit, Niedamirow Unit and Leszczyniec Unit. The direction of the tectonic transport was to WNW in the former two units and probably to NNE in the latter one. Development of the penetrative foliation S_1 and lineation L_1 was associated with overthrusts. The tectonic units were metamorphosed under different P-T conditions during the initial phase of the D_1 event. The Kowary Unit experienced greenschist facies, the Niedamirow Unit - blueschist facies and the Leszczyniec Unit - epidote-amphibolite facies conditions. As the result of overthrusting all three units went through convergent P-T paths during D_1 . Metamorphic conditions were invariable in the Kowary unit whereas the P-T gradient decreased to the MP greenschist facies in the Niedamirow and Leszczyniec Units.

The kinematics of the D_2 deformation suggests an ESE-directed gravitational collapse in the area. Normal displacements on the eastern margin of the Karkonosze-Izera Block resulted in westward uplift of progressively deeper tectonic units. The largest displacement took place along the eastern contact of the Kowary Unit and at the boundary with the Intra-Sudetic Basin. The kinematics of brittle normal faults which bound the Intra-Sudetic Basin on the west are equivalent to the ductile normal shearing in the metamorphic complex. In the Kowary Unit the D_2 deformation was related to the ductile shearing accompanied by LP/HT metamorphism. New penetrative foliation S_2 and lineation L_2 were produced in the mica schists and metabasites of the Kowary Unit during D_2 . On the contrary, the Niedamirow and Leszczyniec units experienced mainly brittle-ductile deformation at the same time. The D_2 deformational structures are not penetrative in these units. ESE-directed gravitational collapse provides the evidence of regional WNW-ESE extension during D_2 . The extension must have controlled the subsidence of the Intra-Sudetic Basin, where a 4000 m thick coarse-clastic sequence of Viséan continental sediments was deposited. The emplacement of the Karkonosze granite may also be related to this extension phase.

The last deformation, D_3 , produced a longitudinal flexure along the eastern contact of the Karkonosze granite. The metamorphic rocks and the Lower Carboniferous conglomerates of the Intra-Sudetic Basin which are adjacent to the east side of the area were folded in the flexural zone.

SPIS TREŚCI

Wstęp	33
Przegląd dotychczasowych badań	34
Petrografia	39
Metamorfizm	51
Jednostki tektoniczne	52
Charakterystyka i następstwo struktur deformacyjnych	52
Dyskusja	74
Wnioski	81
Literatura	82
Summary	85

WSTĘP

Wschodnią okrywę granitu Karkonoszy tworzą głównie gnejsy, łupki łyszczkowe, fyllity, zieleńce oraz amfibolity z wkładkami gnejsów albitowo-hornblendowych (Berg 1912, 1941; Szałamacha, Szałamacha 1958). Wschodnie tych skał przebiegają południkowo pomiędzy intruzją granitu Karkonoszy a depresją śródsudecką (fig. 1). Tworzą one wąski pas o stromo zapadającej foliacji. Na północy sięgają do uskoku śródsudeckiego, a ku południowi i zachodowi przedłużają się w południową część bloku karkonosko-izerskiego (fig. 1).

Wschodnia okrywa granitu Karkonoszy była interpretowana na dwa odmienne sposoby:

a) jako ciągła dolnopaleozoiczna sekwencja skalna zdeformowana i zmetamorfizowana w sychłowym okresie orogenezy kaledońskiej (Berg 1912, 1941; Schwarzbach 1943; Maska 1954 oraz Teisseyre 1971, 1973),

b) jako zespół różnowiekowych jednostek, oddzielonych przez niezgodności stratygraficzne (Chaloupský 1965, 1989) lub kontakty tektoniczne (Kodym, Svoboda 1948; Oberc 1960, 1961 oraz Szałamacha, Szałamacha 1968).

Celem pracy autora było dostarczenie nowych danych pozwalających na pełniejszą niż dotychczas rekonstrukcję ewolucji tektonicznej i metamorficznej badanego terenu. Obszar badań został wybrany w ten sposób, aby w jego granicach kontaktowały ze sobą wszystkie ważniejsze jednostki tektoniczne i litostratygraficzne wyróżnione dotychczas we wschodniej okrywie granitu Karkonoszy. Podstawowym celem

prac kartograficznych było wyjaśnienie pozycji strefy Niedamirowa odmiennie interpretowanej przez różnych badaczy (Berg 1912, 1941; Kodym, Svoboda 1948; Szałamacha, Szałamacha 1958, 1967; Teisseyre 1971, 1973).

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Według Berga (1912, 1941) "łupki krystaliczne wschodnich Karkonoszy" są odpowiednikiem zespołów skalnych Gór Kaczawskich silniej przobrażonym niż te ostatnie. W klasyfikacji tego badacza dzielą się one na cztery grupy: gnejsów kowarskich, łupków łyszczkowych, amfibolitów i gnejsów paczyńskich (fig. 2A). Ich wiek, zgodnie ze schematem stratygraficznym Güricha (1882), mieści się w przedziale: górny proterozoik-dolny paleozoik. Szczególną pozycję – zdaniem Berga – zajmują zieleńce i fyllity okolic Niedamirowa, wyróżnione przez niego jako "łupki staropaleozoiczne". Mają one stanowić ścisły odpowiednik metabazytów i metapelitów Gór Kaczawskich. Zieleńce okolic Niedamirowa należą do formacji zieleńcowej, oddzielonej od pozostałej części kompleksu metamorficznego granicami tektonicznymi. Fyllity łączą się natomiast ciągłym przejściem z występującymi dalej na północy łupkami łyszczkowymi. Przejście fyllitów w łupki łyszczkowe odzwierciedla wzrost stopnia metamorfizmu stwierdzony przez Berga na terenie Grzbietu Lasockiego.

Zdaniem Cloosa (1925) skały osłony metamorficznej granitu Karkonoszy tworzą kopułę o osi ESE. Północna część kopuły jest zbudowana z gnejsów, a w części południowej i wschodniej dominują łupki. Granit Karkonoszy wypełnia przestrzeń pomiędzy poszczególnymi częściami osłony. Według Cloosa kopuła powstała w dolnym karbonie, przed intruzją granitu. We wschodniej części kopuły rozwinęła się "struktura blachy falistej", którą tworzą fałdy o osiach zapadających stromo ku ESE. Orientacja osi fałdów i lineacji mineralnej jest stała i nie dostosowuje się do granic intruzji granitu.

Kodym i Svoboda (1948) wyróżnili na terenie bloku karkonosko-izerskiego dwie jednostki tektoniczne: sudecką i subsudecką, mające charakter płaszczowin wieku kaledońskiego. Wyżej leżącą płaszczowinę sudecką tworzy – ich zdaniem – algoncka seria paragnejsowa, a niżej leżącą płaszczowinę subsudecką ordowicko-sylurska seria fyllitowa. Płaszczowiny te miały się nasunąć z północy ku południowi. Interpretacja ta opierała się na przeważającej w bloku karkonosko-izerskim południowej wergencji fałdów. Zasięg obu płaszczowin we wschodniej okrywie granitu Karkonoszy Kodym i Svoboda wyznaczyli w oparciu o mapę geologiczną Berga (1941). Do płaszczowiny subsudeckiej zaliczyli zieleńce i fyllity okolic Niedamirowa. Pozostałą część skał omawianego obszaru włączyli w skład płaszczowiny sudeckiej. Schemat

litostratygraficzny Kodyma i Svobody został przyjęty przez Smulikowskiego (1952), Teisseyre'a *et al.* (1957) i Oberca (1960, 1961).

Według Maški (1954) warstwy skalne tworzące blok karkonoskoizerski uległy fleksuralnemu wygięciu wzdłuż jego wschodniej krawędzi. W obrazie intersekcyjnym uwidacznia się to zmianą biegu foliacji i granic litologicznych z równoleżnikowego na południkowy (fig. 1). Dowodem na istnienie fleksury jest – zdaniem Maški – stopniowy wzrost ku wschodowi kąta upadu lineacji.

Na zdjęciu geologicznym omawianego obszaru Szałamacha J. (1957) i Szałamacha M. (1958) wydzielili cztery serie skalne: Kowar, łupków krystalicznych, Niedamirowa i Leszczyńca. W późniejszych pracach tych badaczy (1967, 1968) seria łupków krystalicznych została włączona w obręb serii Niedamirowa (fig. 2B). Serię Kowar i Leszczyńca Szałamacha i Szałamacha (1968) uznali za prekambryjskie, a serię Niedamirowa za kambro-sylurską. Wyróżnione serie skalne Szałamachowie interpretowali jako trzy jednostki tektoniczne: Karkonoszy (seria Kowar), Niedamirowa i Leszczyńca. Zwrot ścinania w jednostce Niedamirowa wskazuje – ich zdaniem – na transport tektoniczny ku W i SW, a w jednostce Leszczyńca ku S i SW (Szałamacha, Szałamacha 1991). Jednostka Niedamirowa jest położona, według tych badaczy (Szałamacha, Szałamacha 1958, 1967, 1968), pomiędzy silniej zmetamorfizowanymi jednostkami Karkonoszy i Leszczyńca, a stopień jej metamorfizmu rośnie ku północy.

Oberc (1960) wyróżnił we wschodniej okrywie granitu Karkonoszy trzy duże jednostki tektoniczne różniące się historią deformacji i metamorfizmu: jednostkę Rudaw Janowickich-Śnieżki, jednostkę Leszczyńca i kaledonidy południowych Karkonoszy (fig. 2C). Ewolucja tektoniczna omawianego terenu obejmowała – zdaniem Oberca – kilka etapów:

1. Fałdowanie łupków łyszczykowych i amfibolitów w warunkach facji amfibolitowej. Rozwój fałdów o osiach równoleżnikowych i równoległej do nich lineacji starszej w łupkach łyszczykowych.

2. Granityzacja pierwotnej serii suprakrystalnej. Powstanie lineacji mineralnej w gnejsach oraz młodszej lineacji w łupkach łyszczykowych.

3. Nasunięcie jednostki Leszczyńca w kierunku WNW na jednostkę Rudaw Janowickich-Śnieżki. Powstanie w amfibolitach Leszczyńca lineacji o przebiegu NNE-SSW.

4. Sfałdowanie osadów starszego paleozoiku reprezentowanych przez skały okolic Niedamirowa.

5. Sedymentacja zlepieńców dolnego karbonu depresji śródsudeckiej, połączona z jednoczesnym rozwojem skłonu fleksuralnego wschodnich Karkonoszy oraz intruzją granitu Karkonoszy.

Inny schemat litostratygraficzny dla skał wschodniej okrywy gra-

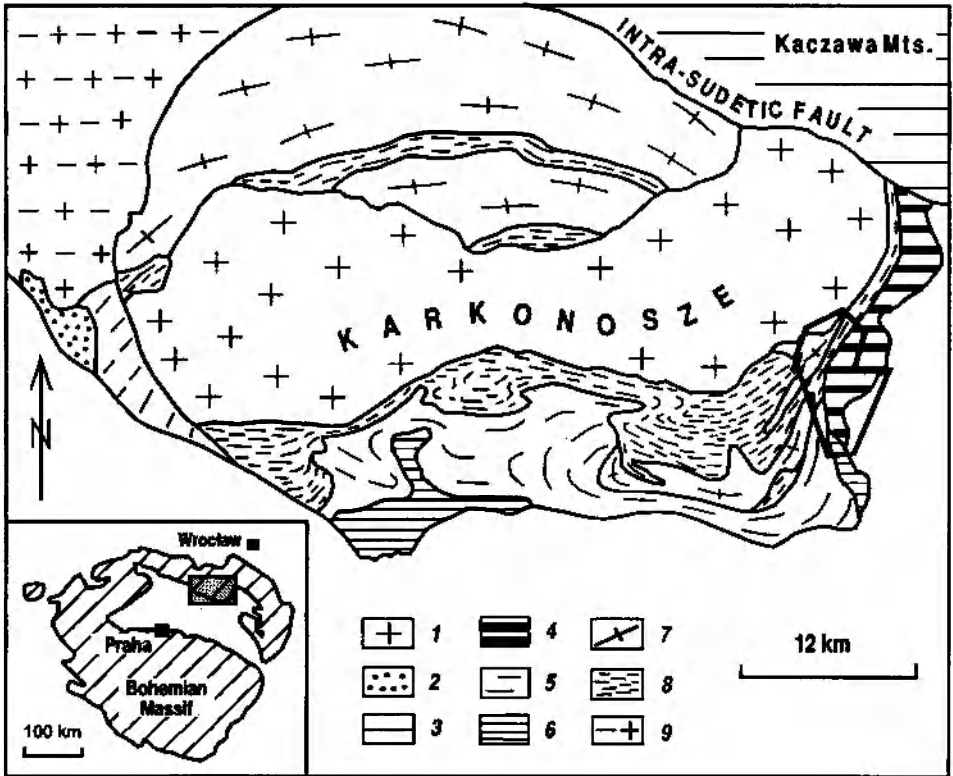


Fig. 1. Szkic geologiczny bloku karkonosko-izerskiego i jego położenie w Masywie Czeskim. Obszar badań jest zaznaczony ramką. 1 – granit Karkonoszy; 2 – dewon górny - karbon dolny (metamorfik ještědski); 3 – skały metamorfiku kaczawskiego; 4 – metabazyty i gnejsy jednostki Leszczyńca; 5 – fyllity; 6 – metabazyty południowych Karkonoszy; 7 – gnejsy; 8 – łupki łyszczykowe; 9 – granodiority łuzyckie

Geological sketch of the Karkonosze-Izera Block and its location within the Bohemian Massif. The study area is outlined. 1 – Karkonosze granite; 2 – Middle Devonian - Lower Carboniferous (Jested area); 3 – Kaczawa metamorphic complex; 4 – metabasites and gneisses of the Leszczyńiec Unit; 5 – phyllites; 6 – metabasites of the Southern Karkonosze; 7 – gneisses; 8 – mica schists; 9 – Lusatian granodiorite

nitu Karkonoszy opracował Teisseyre (1971, 1973) wyróżniając (fig. 2D):

(I) grupę gnejsową z Kowar (gnejsy z wkładkami łupków łyszczykowych);

(II) grupę Rudaw Janowickich obejmującą dwie formacje:

– formację łupkową z Czarnowa (łupki łyszczykowe z wkładkami leptynitów, amfibolitów smużystych, marmurów, erlanów i łupków grafitowych),

– formację wulkaniczną z Leszczyńca (różne odmiany metabazy-

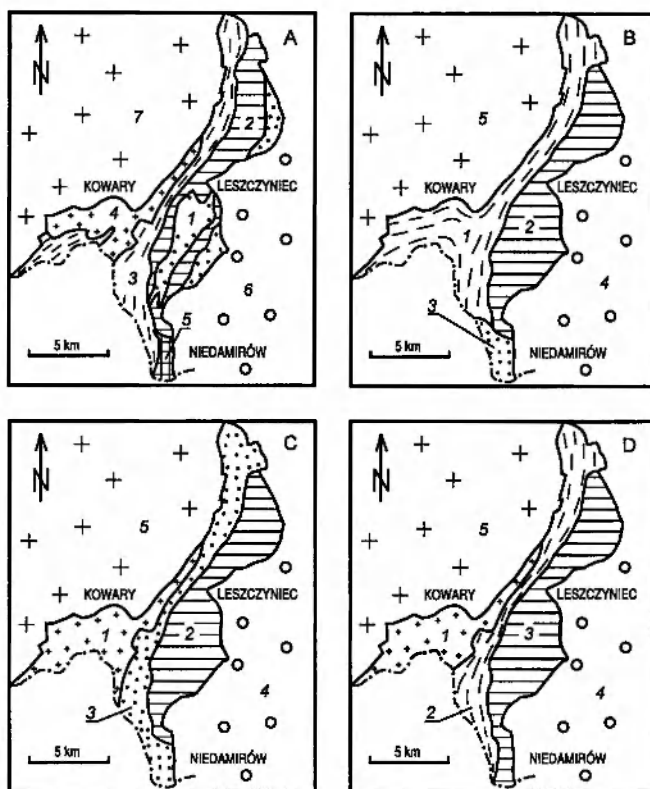


Fig. 2. Rozmieszczenie jednostek litostatygraficznych i tektonicznych wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w interpretacji różnych autorów. **A** – Berg (1912, 1941): 1 – grupa gnejsów paczyńskich; 2 – grupa amfibolitów; 3 – grupa łupków lyszczakowych; 4 – grupa gnejsów kowarskich; 5 – formacja zieleńcowa; 6 – zlepińce depresji śródsudeckiej; 7 – granit Karkonoszy. **B** – Oberc (1960): 1 – jednostka Rudaw Janowickich-Śnieżki; 2 – jednostka Leszczyńca; 3 – kaledonidy południowych Karkonoszy; 4 – zlepińce depresji śródsudeckiej; 5 – granit Karkonoszy. **C** – Szałamacha i Szałamacha (1967, 1968): 1 – jednostka Karkonoszy; 2 – jednostka Leszczyńca; 3 – jednostka Niedamirowa; 4 – zlepińce depresji śródsudeckiej; 5 – granit Karkonoszy. **D** – Teisseyre (1971, 1973): 1 – grupa gnejsów kowarskich; 2 – formacja łupków z Czarnowa; 3 – formacja wulkanitów z Leszczyńca; 4 – zlepińce depresji śródsudeckiej; 5 – granit Karkonoszy

Extent of the main lithostratigraphic and tectonic units of the eastern envelope of the Karkonosze granite according to various interpretations. **A** – Berg (1912, 1941): 1 – Paczyn Gneiss Group; 2 – Amphibolite Group; 3 – Mica Schist Group; 4 – Kowary Gneiss Group; 5 – Greenstone Formation; 6 – conglomerates of the Intra-Sudetic Basin; 7 – Karkonosze granite. **B** – Oberc (1960): 1 – Rudawy Janowickie-Śnieżka Unit; 2 – Leszczyńiec Unit; 3 – South Karkonosze Caledonides; 4 – conglomerates of the Intra-Sudetic Basin; 5 – Karkonosze granite. **C** – Szałamacha & Szałamacha (1967, 1968): 1 – Karkonosze Unit; 2 – Leszczyńiec Unit; 3 – Niedamirow Unit; 4 – conglomerates of the Intra-Sudetic Basin; 5 – Karkonosze granite. **D** – Teisseyre (1971, 1973): 1 – Kowary Gneiss Group; 2 – Czarnów Schist Formation; 3 – Leszczyńiec Volcanic Formation; 4 – conglomerates of the Intra-Sudetic Basin; 5 – Karkonosze granite

tów, metawulkanitów felsytowych oraz gnejsów, tzw. paczyńskich).

Teisseyre (1973) uznał wschodnią okrywę granitu Karkonoszy za kompleks ordowicko-sylurski, "jednolity tak pod względem wieku pierwotnego zespołu skalnego, jak i późniejszej jego historii tektonicznej i metamorficznej". Grupa gnejsów z Kowar i najniższe strukturalnie części grupy Rudaw Janowickich uległy, jego zdaniem, przeobrażeniu w warunkach najniższej temperaturowo subfacji facji almandynowo-amfibolitowej. Wyższe strukturalnie elementy grupy Rudaw Janowickich zostały zmetamorfizowane w subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowej facji zielenicowej.

W skałach wschodniej okrywy granitu Karkonoszy Teisseyre (1973) opisał sekwencję czterech generacji struktur odpowiadającą czterem etapom deformacji o znaczeniu regionalnym:

1. Z etapem D_1 wiąże się powstanie foliacji S_1 , równoległej do powierzchni osiowych zachowanych reliktoowo mezoskopowych fałdów izoklinalnych. Po D_1 w warunkach statycznych rozwinął się metamorfizm regionalny charakteryzujący się wzrostem porfiroblastów młodszych od S_1 .

2. W etapie D_2 powstały asymetryczne fałdy o upadzie osi ku ESE i stromo ustawionych powierzchniach osiowych. Z początkowym stadium deformacji D_2 wiązała się szczytowa faza metamorfizmu zarejestrowana w skałach badanego terenu. Późnym stadium tego etapu miała towarzyszyć blasteza minerałów będących wskaźnikiem metamorfizmu wysokociśnieniowego.

3. W etapie D_3 powstały sztywne fałdy o przebiegu osi NNE-SSW lub NE-SW. Fałdowanie to miało najprawdopodobniej związek z powstaniem fleksury Rudaw Janowickich. Towarzyszył mu metamorfizm retrogresywny odpowiadający najniższym temperaturom facji zielenicowej.

4. Struktury powstałe w etapie D_4 reprezentują sporadycznie spotykane, otwarte fałdy o przebiegu osi NNW-SSE lub NW-SE.

Według Teisseyre'a (1973) w zachodniej części omawianego terenu dobrze zachowały się relikty starszych deformacji D_1 i D_2 . W części wschodniej przeważają struktury związane z deformacją D_3 , które w znacznym stopniu zatartyły starsze deformacje.

Wieser (1978) potwierdził wcześniejsze informacje (Berg 1941; Juszkowiak 1957) na temat występowania glaukofanu w metabazytach okolic Kopiny (fig. 4). Autor ten opisał zespół mineralny obejmujący: glaukofan, granat, epidot, kwarc, albit, tytanit oraz barroisytową hornblendę aktynolitową. Parageneza ta reprezentuje zonę chlorytową facji niebieskich łupków. Wysokociśnieniowy i niskotemperaturowy metamorfizm, którego produktem są opisane skały, był związany zdaniem Wiesera ze strefą subdukcji. Poprzedzał go metamorfizm morskiego dna, któremu uległa pierwotna sekwencja skalna. Podobne

zespoły mineralne będące reliktem metamorfizmu wysokociśnieniowego zostały także stwierdzone w metabazytach południowej części bloku karkonosko-izerskiego (Chab, Vrana 1979; Guiraud, Burg 1984; Patocka *et al.* 1994). Nowe dane o ewolucji metamorficznej zespołów skalnych Grzbietu Lasockiego przedstawił ostatnio Smulikowski (1994).

Kryza i Mazur (1995) zaproponowali schemat tektono-litostratygraficzny (fig. 3) oparty na zdjęciu geologicznym zamieszczonym w niniejszej pracy (fig. 4). Zastosowany schemat miał charakter nieformalny i nawiązywał do wcześniejszej klasyfikacji Teisseyre'a (1971, 1973). Cztery wydzielone jednostki tektono-litostratygraficzne stanowią, w interpretacji wspomnianych badaczy, ciągłe sekwencje skalne o tektonicznych granicach. Każda jednostka charakteryzuje się odmienną historią metamorfizmu (porównaj rozdział Metamorfizm).

Geochemia skał metamagmowych wschodniej okrywy granitu Karkonoszy była przedmiotem badań Narębskiego (1968, 1980), Narębskiego i Teisseyre'a (1971) oraz zespołu Narębski *et al.* (1986). Skały tworzące kompleks Leszczyńca zostały zaliczone przez tych badaczy do bimodalnej sekwencji spilitowo-keratofirowej. Metabazyty wchodzące w skład tej sekwencji uznali oni za odpowiednik toleitów łuku wyspowego. Kwaśne skały formacji Leszczyńca mają w opinii wspomnianych autorów skład typowych kwarconośnych trondhemitów. Nowe wyniki analiz geochemicznych (Kryza *et al.* 1994, 1995; Winchester *et al.* 1995) sugerują, że zróżnicowanie skał wschodniej okrywy granitu Karkonoszy może być większe, niż sądzono dotychczas. Część metabazytów ma cechy zbliżone do bazaltów grzbietu oceanicznego, co było już sygnalizowane w pracach Narębskiego *et al.* (1986) oraz Szalamachów (1991).

Jedynymi dostępnymi dotychczas oznaczeniami wieku izotopowego skał z obszaru wschodniej okrywy granitu Karkonoszy są dane uzyskane przez Olivera *et al.* (1993) metodą U-Pb na cyrkonach. Dla gnejsów kowarskich badacze ci podają wiek protolitu w przedziale 492-481 mln lat, dla metawulkanitów felsytowych kompleksu Leszczyńca 505 ± 5 mln, a dla gabr hornblendowych tego kompleksu 494 ± 2 mln.

PETROGRAFIA

Nazwy wydzieleni litologicznych używane w tej pracy i na załączonych mapach (fig. 4, 5) są zgodne z klasyfikacją Kryzy i Mazura (1995), przedstawioną na figurze 3. W opisach petrograficznych specjalną uwagę autor poświęcił przestrzennemu rozmieszczeniu składników w skale. Podkreślił przy tym cechy minerałów interesujące z punktu widzenia rozważań nad historią deformacji i metamorfizmu zespołów skalnych. Do badań petrograficznych wykorzystał kolekcję

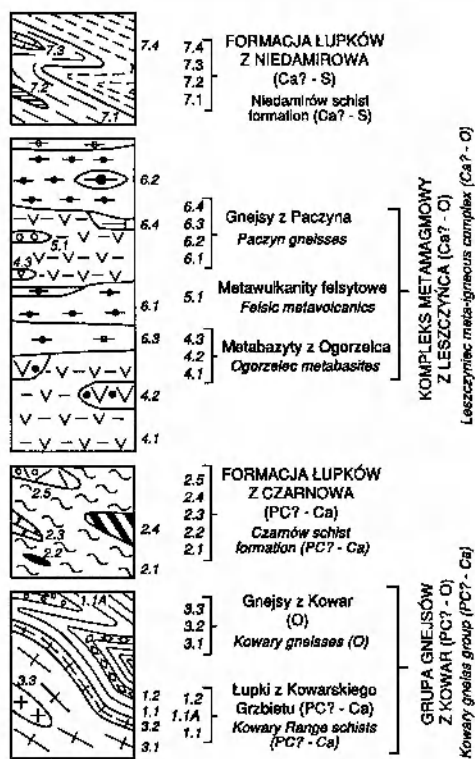


Fig. 3. Schemat litostratygraficzny południowej części Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego (wg Kryza, Mazur 1995 ze zmianami autora). 1.1 – łupki biotytowo-muskowitowe; 1.1A – łupki biotytowo-muskowitowe z granatami; 1.2 – formacja rudonośna z Podgórze; 2.1 – łupki muskowitowe; 2.2 – łupki grafitowe; 2.3 – marmury dolomityczne; 2.4 – metabazyty smużyste; 2.5 – łupki kwarcowo-skalieniowe (miejscami oczkowe); 3.1 – gnejsy grubo laminowane i oczkowe; 3.2 – gnejsy cienko laminowane; 3.3 – granity z Kowar; 4.1 – metabazyty wyraźnie łupkowe; 4.2 – metabazyty średnio- i drobnoziarniste masywne; 4.3 – metabazyty afanitowe masywne; 5.1 – metawulkanity felsytowe; 6.1 – gnejsy hornblendowe drobnoziarniste; 6.2 – gnejsy hornblendowe grubo- i średnioziarniste; 6.3 – gnejsy felsytowe, laminowane i oczkowe; 6.4 – gnejsy felsytowe, drobnoziarniste, masywne; 7.1 – fyllity; 7.2 – łupki albitowo-chlorytowe; 7.3 – wapienie krystaliczne; 7.4 – zieleńce z Niedamirowa

Lithostratigraphic scheme of the southern part of the Rudawy Janowickie and Lasocki Range (modified after Kryza & Mazur 1995). 1.1 – biotite-muscovite schists; 1.1A – garnet bearing biotite-muscovite schists; 1.2 – Podgórze ore-bearing formation; 2.1 – muscovite schists; 2.2 – graphite schists; 2.3 – dolomitic marbles; 2.4 – striped metabasites; 2.5 – quartzo-feldspathic schists (locally augen); 3.1 – augen and thick-laminated gneiss; 3.2 – thin-laminated gneiss; 3.3 – Kowary granite; 4.1 – schistose metabasite; 4.2 – fine- and medium-grained massive metabasite; 4.3 – aphanitic massive metabasite; 5.1 – felsic metavolcanics; 6.1 – fine-grained hornblende gneiss; 6.2 – coarse- to medium-grained hornblende gneiss; 6.3 – felsic, augen and laminated gneiss; 6.4 – felsic, fine-grained massive gneiss; 7.1 – phyllites; 7.2 – albite-chlorite schists; 7.3 – crystalline limestones; 7.4 – Niedamirow greenstones

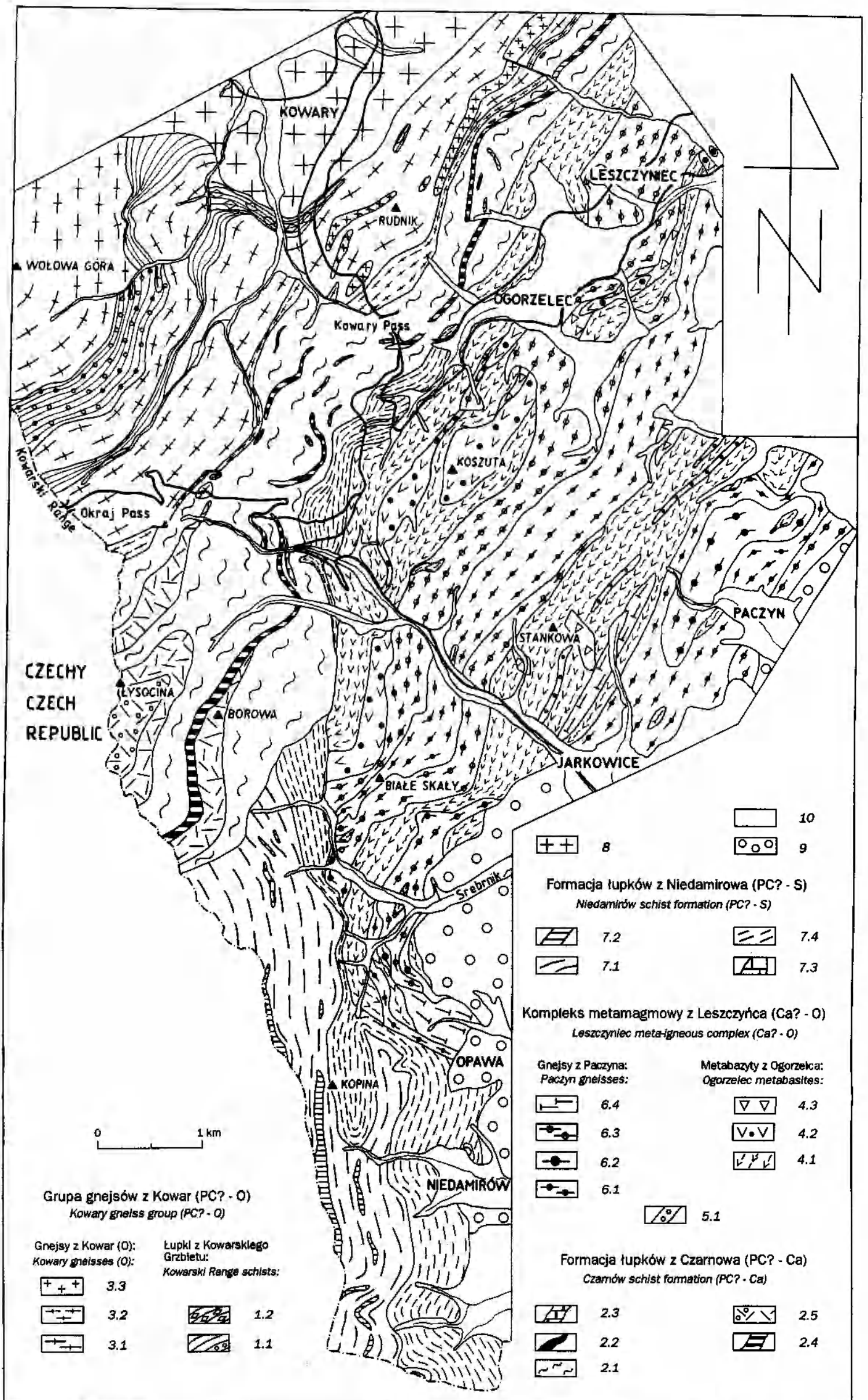


Fig. 4. Mapa geologiczna południowej części Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Oznaczenia skał metamorficznych (indeksy cyfrowe) takie jak na figurze 3. 8 - granit Karkonoszy; 9 - dolnokarbońskie zlepionce depresji śródsudeckiej; 10 - czwartorzędowe aluwia i pokrywy zwietrzelinowe

Geological map of the southern part of the Rudawy Janowickie and Lasocki Range. Indexes of the metamorphic rocks are the same as on the Figure 3. 8 - Karkonosze granite; 9 - Lower Carboniferous conglomerates of the Intra-Sudetic Basin; 10 - Quaternary

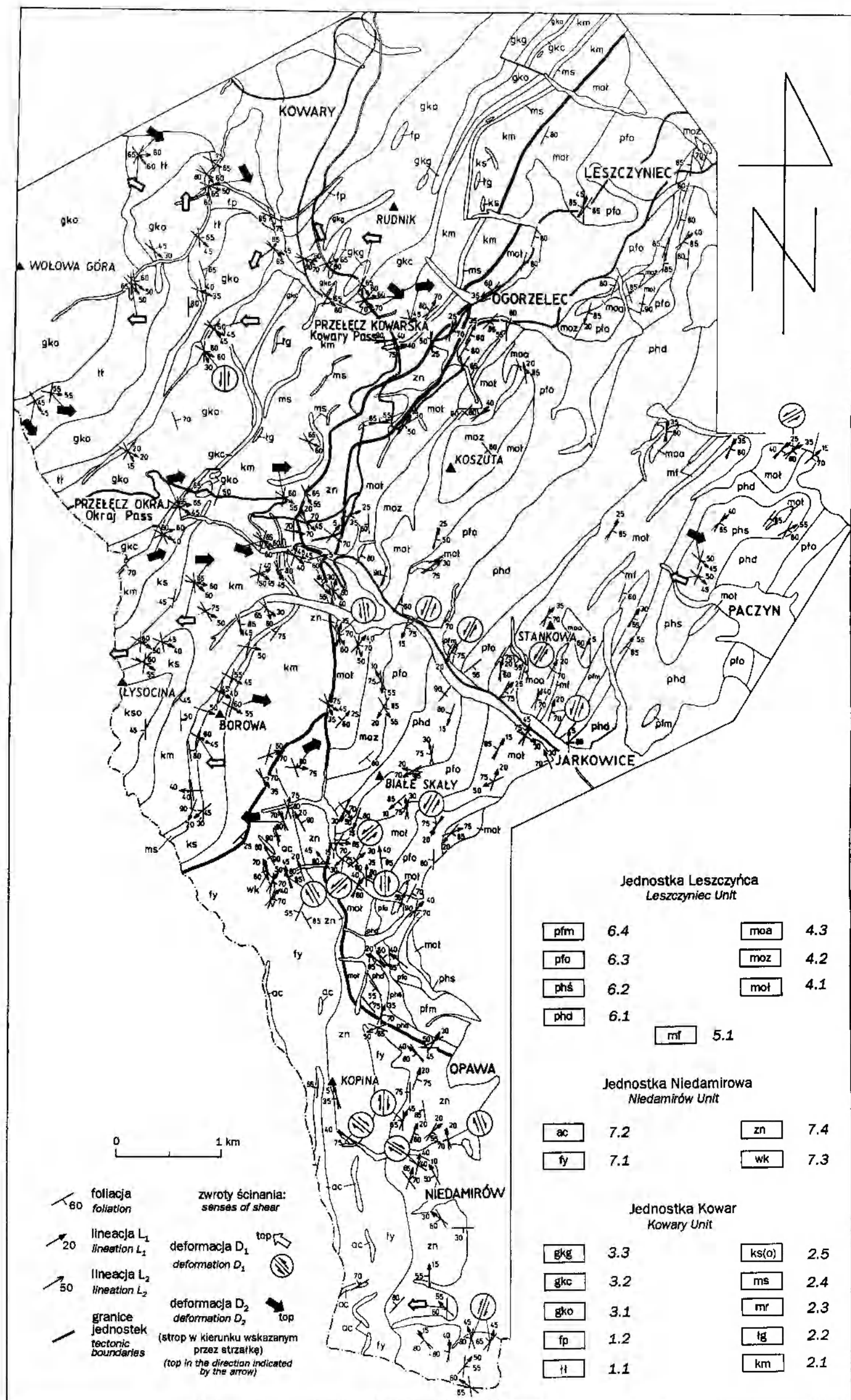


Fig. 5. Mapa tektoniczna południowej części Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Oznaczenia skał metamorficznych (indeksy cyfrowe) takie jak na figurze 3

Tectonic map of the southern part of the Rudawy Janowickie and Lasocki Range. Indexes of the metamorphic rocks are the same as on the Figure 3.

Tabela (Table) 1

Skład mineralny reprezentatywnych próbek skalnych głównych odmian litologicznych

Modal composition of the representative samples of the main lithologic varieties

Lokalizacja Locality	Odmiana litologiczna Rock	Struktura Structure	Przybliżony ilościowy skład mineralny Estimated modal compositions
Droga na Przełęcz Okraj Road to Okraj Pass	gnejs z Kowar Kowary gneiss	gruboziarnisty, oczka skałenia potasowego do 3 cm coarse-grained, augens of K-feldspar up to 3 cm	Q - 30%; K - 20%; Ab (<2%An) - 15%; M - 20%; Bi - 5%; Chl - 10%
Dolina potoku Piszczak Valley of Piszczak stream	łupek biotyto-muskowitowy biotite-muscovite schist	średnioziarnisty, porfiroblasty granatu do 5 mm medium-grained, garnet porphyroblasts up to 5 mm	Q - 30%; M - 30%; P (do (up to) 20% An) - 10%; Chl - 10%; Bi - 5%; G - 10%; inne (others) - 5%
Skarpa drogi na Przełęcz Okraj Road-cut of the road to Okraj Pass	łupek muskowitowy muscovite schist	drobnoziarnisty, wyraźnie łupkowy fine-grained, well-foliated	Q - 30%; M - 40%; Ab (<2%An) - 5%; Chl - 20%; inne (others) - 5%
Skałka na W od Leszczynica Rock to the W of Leszczyniec	metabazyt smużysty striped metabasite	drobnoziarnisty, laminowany fine-grained, laminated	Ab (2-5%An) - 35%; Act - 45%; Ep - 15%; Chl - 5%
Wzgórze Czepiel Czepiel hill	fyllit phyllite	drobnoziarnisty, wyraźnie łupkowy fine-grained well-foliated	Q - 40%; Mi - 40%; Ab (<3%An) - 10%; Chl - 10%;
Wzgórze Kopina Kopina hill	zieleniec z Niedamirowa Niedamirow greenstone	drobnoziarnisty, laminowany fine-grained, laminated	Ab (<2%An) - 30%; Act - 20%; Ep - 10%; Chl - 10%; Mi - 5%; Gph - 7%; Q - 1%; G - 3%; tlenki Fe (Fe oxides) - 5%
Wzgórze Pliszka na E od Ogorzelca Pliszka hill to the E of Ogorzelec	metabazyt z Ogorzelca Ogorzelec metabasite	średnioziarnisty, lekko złupkowany medium-grained, slightly foliated	Hb - 45%; Ab (<3-5%An) - 20%; Ep - 20%; Q - 5%; Chl - 10%
SW zbocze wzniesienia Stankowa w Jarkowicach SW slope of Stankowa hill in Jarkowice	metawulkanit felsytowy felsic metavolcanic	wyraźnie łupkowy, porfirowy; fenokrzystalny kwarcu i albitu well-foliated, porphyritic, phenocrysts of albite and quartz	Ab (<1-3%An) - 45%; Q - 45%; Chl - 4%; Ep - 3%; Hb - 3%
Skałka Wierzbak na NW od Jarkowice Wierzbak rocks, NW of Jarkowice	gnejs paczyński Paczyn gneiss	gruboziarnisty, oczkowy coarse-grained, augen	Ab (2-4%An) - 35%; Q - 35%; Mi - 10%; St - 2%; G - 2%; tlenki Fe (Fe oxides) - 1%
Wzgórze na N od Paczyna A hill to the N of Paczyn	gnejs paczyński hornblende Paczyn gneiss	średnioziarnisty, masywny medium-grained, massive	P - 30%; Hb - 30%; Chl - 5%; Ep - 15%; Q - 10%; Mi - 7%; Sp - 3%

Q - kwarc (quartz); K - skałen potasowy (K feldspar); Ab - albit (albite); M - muskowit (muscovite); Mi - jasny lyszczak (white mica); Bi - biotyt (biotite); P - plagioklaz, silnie zsaursurytyzowany (plagioclase, strongly altered); Chl - chloryt (chlorite); Hb - hornblenda (hornblende); Ep - epidot (epidote); Act - aktynolit (actinolite); Gph - glaukofan (glaucophane); G - granat (garnet); St - stilpnomelan (stilpnomelane); Sp - tytanit (sphene)

około 200 płytek cienkich. Większość z nich została wycięta prostopadle do foliacji i równolegle do lineacji skał. Podstawowe cechy petrograficzne typowych próbek reprezentujących główne odmiany litologiczne przedstawia tabela 1. W 17 płytkach cienkich wykonano około 900 analiz składu chemicznego minerałów przy użyciu mikroanalizatora rentgenowskiego (170 analiz skaleni, 100 granatu, 200 amfibolu, 120 jasnego łyszczyku, 40 biotyty, 20 stilpnomelanu, 80 chlorytu, 100 epidotu, 40 tytanitu i 30 tlenków żelaza). 105 reprezentatywnych analiz jest opublikowanych w pracy Kryzy i Mazura (1995).

GRUPA GNEJSÓW Z KOWAR

Łupki biotyto-muskowitowe z Kowarskiego Grzbietu

Występują w formie wkładek w obrębie gnejsów kowarskich (fig. 4). Złożone są z kwarcu, muskowitu, biotyty, chlorytu, plagioklazu i granatu oraz akcesorycznie z turmalinu, apatyty i tlenków Fe. W pobliżu kontaktu z granitem Karkonoszy pojawia się w nich andaluzyt.

Łupki łyszczykowe wykazują strukturę³ wyraźnie planarną, wyrażoną przez obecność naprzemianległych lamin kwarcowych i łyszczykowych. Laminy kwarcowe mają charakter monomineralnych wstęg kwarcowych lub zawierają pewne ilości łyszczyków i chlorytu występujących w obrębie mozaiki kwarcowej. Laminy łyszczykowe są złożone z muskowitu i biotyty, którym towarzyszy chloryt. Muskowit, będący najczęściej ich głównym składnikiem, występuje w formie grubych blaszek równoległych do foliacji lub agregatów drobnych łuseczek o przypadkowej orientacji. Zawartość biotyty i chlorytu jest bardzo zmienna. Minerały te często przerastają się wzajemnie.

W łupkach łyszczykowych występują pojedyncze większe blasty plagioklazu o składzie albitu lub miejscami oligoklazu (do 20% An). Na wschodnich zboczach Kowarskiego Grzbietu (fig. 4) istotnym składnikiem omawianych skał są granaty. Tworzą one częściowo schlorytyzowane blasty o wielkości do 5 mm (pl. I, 1, 2).

Formacja rudonośna z Podgórze

Formacja rudonośna z Podgórze (fig. 4) jest zróżnicowanym zespołem skalnym, w którego skład wchodzi: marmury, skały wapniowo-krzemianowe i hornfelsy. Petrografia formacji rudonośnej, obecnie słabo odsłoniętej, została szczegółowo przedstawiona przez Zimnoch (1967) i Mochnacką (1967).

³ Stosowana terminologia skał metamorficznych, w tym także znaczenie słowa "struktura", jest zgodna z założeniami odpowiedniej Komisji IUGS (Smulikowski 1992)

Gnejsy z Kowar

Gnejsy z Kowar są złożone ze skalenia potasowego, kwarcu, plagioklazu, muskowitu, biotyty, chlorytu oraz akcesorycznie z epidotu, apatytu, turmalinu, tlenków Fe i cyrkonu. Mają strukturę gruboziarnistą oczkową lub miejscami warstewkową. Oczka, o przeciętnych rozmiarach kilku centymetrów (maksymalnie do 10 cm), są zbudowane ze skalenia potasowego. Laminacja wyraża się naprzemianległym występowaniem lamin kwarcowych i skaleniowych o miąższości średnio 1 - 2 cm oraz znacznie cieńszych lamin łyszczykowych.

Skaleń potasowy jest reprezentowany głównie przez mikropertyt mikroklinowy, który tworzy oczka o zróżnicowanym pokroju lub wchodzi w skład tła skalnego w formie drobnych ziarn. Część ziarn skalenia potasowego o wielkości do 3 cm ma pokrój tabliczkowaty. W pewnych przypadkach skaleń potasowy obrasta tabliczkowate ziarna plagioklazu (pl. I, 3). Plagioklaz (do 10%An) występuje najczęściej w tle skalnym, gdzie gromadzi się w drobnoblastyczne domeny lub laminy. Miejscami tworzy większe ziarna, z reguły o tabliczkowatym pokroju, osiągające wielkość maksymalnie 3 - 4 mm. Centralne części większych ziarn plagioklazu są w większości zserycytizowane, co podkreśla ich zapewne pierwotną budowę pasową. Kwarc tworzy drobnoziarniste skupienia lub laminy. Miejscami spotyka się pojedyncze większe ziarna kwarcu o średnicy do 3 mm i niebieskawym zabarwieniu. Muskowit przeważa nad biotytem lub jest jedynym z obecnych łyszczyków. Chloryt przerasta się z biotytem lub pojawia się samodzielnie tworząc odrębne agregaty. Jest stałym składnikiem obecnym w zmiennej ilości we wszystkich próbkach.

Gnejsy cienko laminowane wyróżniają się niewielką grubością tworzących je lamin, która nie przekracza kilku milimetrów. W skałach tych zwraca też uwagę wysoka, w porównaniu z innymi odmianami gnejsów, zawartość łyszczyków.

Granity z Kowar są to gruboziarniste skały, bez foliacji, o składzie zbliżonym do gnejsów oczkowych. Tworzą one dwie odmiany strukturalne: równoziarnistą oraz porfirowatą z megakryształami skalenia potasowego. W obrębie granitów spotyka się aplity tworzące żyły o miąższości do kilkudziesięciu centymetrów. Aplity składają się głównie ze skalenia potasowego, albitu, a także z kwarcu i łyszczyków.

FORMACJA ŁUPKÓW Z CZARNOWA

Łupki muskowitowe

Są to srebrzystoszare lub srebrzystozielone drobnoziarniste skały o wyraźnej strukturze łupkowej. Składają się głównie z kwarcu i muskowitu oraz w mniejszej ilości z chlorytu i plagioklazu. Podrzędnie lub akcesorycznie występują: biotyt, epidot, granat, tytanit, tlenki Fe

i piryt. Od łupków muskowitzowo-biotytowych grupy gnejsów z Kowar odróżniają się znacznie niższą zawartością biotyту, który w większości uległ w nich chlorytyzacji. Struktura planarna łupków muskowitzowych wyraża się obecnością naprzemianległych lamin kwarcowych i łuszczkowych o miąższości kilku milimetrów. W obrębie łupków muskowitzowych są spotykane liczne soczewkowate segregacje kwarcowe, których miąższość sięga 5 cm.

Plagioklaz występujący w opisywanych skałach jest albitem zawierającym do 6% An. Tworzy on izolowane porfiroblasty o wielkości do 2 mm. Porfiroblasty albitu mają kształt najczęściej owalny, wydłużony równolegle do foliacji (pl. I, 4). Zawierają często smugi wrostków, którymi są przeważnie minerały grupy epidotu i kwarc, a czasem łuszczki lub minerały akcesoryczne (pl. II, 1, 2). Pospolitym składnikiem łupków muskowitzowych jest chloryt. Jego zawartość może sięgać 15% objętości skały. Koncentruje się on zwykle w laminach łuszczkowych. Nie zmieniony biotyt występuje w opisywanych skałach zupełnie podrzędnie. Jeśli jest obecny, to przerasta się z reguły z chlorytem.

Łupki muskowitzowe zawierają drobne wkładki marmurów i łupków grafitowych. Marmury składają się głównie z kalcytu i dolomitu (Teisseyre 1973) oraz podrzędnie występującego w nich jasnego łuszczku. Stanowią kontynuację poziomu odsłaniającego się na północ od badanego obszaru.

Łupki kwarcowo-skaleniowe

Są to drobnoziarniste, jasne skały o strukturze laminowanej lub miejscami oczkowej. Skaleń potasowy i kwarc stanowią do 90% ich objętości. Podrzędnie występują albit (2 - 8 % An) i muskowitz oraz akcesorycznie tlenki Fe, rutil i cyrkon. Łupki kwarcowo-skaleniowe są złożone z naprzemianległych lamin kwarcowych i skaleniowych. W odmianach bardziej zasobnych w muskowitz występuje zróżnicowanie na laminy kwarcowo-skaleniowe i łuszczkowe. Łupki kwarcowo-skaleniowe zawierają megakryształy skalenia potasowego osiągające wielkość do 6 - 8 mm. Gdy ich rozmiary przekraczają ok. 5 mm, struktura skały staje się oczkowa. Dzieje się tak w łupkach kwarcowo-skaleniowych odsłaniających się na stokach Łysociny (fig. 4), nazwanych przez Berga (1912) gnejsami z Małej Upy. Zdaniem Teisseyre'a (1973) skały te są jednak odmienne od występujących w dolinie Upy gnejsów z Kowar.

Metabazyty smużyste

Są to skały będące kontynuacją poziomu amfibolitów smużystych (Teisseyre 1971, 1973) występujących w środkowej i północnej części Rudaw Janowickich. Mimo zróżnicowanych cech strukturalnych autor nadał im nazwę "metabazyty smużyste" dla podkreślenia ich związku

ze wspomnianymi amfibolitami smużystymi. Termin "metabazyty" autor stosuje w celu zaznaczenia, że metamorfizm tych skał zachodził w temperaturze niższej niż ta, która charakteryzuje warunki facji amfibolitowej (porównaj rozdział *Metamorfizm*).

Metabazyty smużyste są ciemnozielonymi, drobnoziarnistymi skałami o bardzo zmiennej strukturze, od wyraźnie laminowanej do masywnej, porfirowatej, przypominającej skały magmowe. Zmienny jest także ich skład mineralny. Metabazyty smużyste wyraźnie laminowane występują na północ od Przełęczy Kowarskiej (fig. 4). Laminy jasne, zbudowane z epidotu i albitu, osiągają miąższość od 3 do 10 mm. Laminy ciemne, o miąższości od 5 mm do 3 - 4 cm, zawierają aktynolit oraz albit i chloryt. Albit tworzy niewielkie owalne blasty. Epidot występuje dość licznie w formie soczewkowatych ziarn o zróżnicowanej wielkości. Aktynolit ma bladozielone barwy pleochroiczne, włóknisty lub pręcikowaty pokrój i niekiedy przerasta się z występującym podrzędnie chlorytem.

Na południe od Przełęczy Kowarskiej (fig. 4) metabazyty występują w dwojaki sposób: tworzą poziom w łupkach muskowitowych w pobliżu południowo-wschodniej granicy ich zasięgu oraz drobne wkładki w łupkach na południe od Przełęczy Okraj, przy granicy z gnejsami z Kowar. Pierwsze obfitują w epidot i chloryt, a ich cechą charakterystyczną jest brak amfibolu. Albit tworzy porfirokryształy o wielkości do 3 mm, często dobrze widoczne makroskopowo. Kryształy epidotu osiągają również znaczne rozmiary i wykazują często wyraźną pasowość (brzegi ziarn są bogatsze w Fe). Chloryt jest nieraz bardzo obfity i przerasta się z podrzędnie występującym muskowitem. Metabazyty występujące na południe od Przełęczy Okraj są na ogół złożone z drobnych, nieregularnych lamin albitowo-kwarcowych i amfibolowych. Amfibolom towarzyszą biotyt, epidot i chloryt. We wszystkich odmianach metabazytów smużystych akcesorycznie występują tytanit i tlenki Fe.

KOMPLEKS METAMAGMOWY Z LESZCZYŃCA

Metabazyty z Ogorzelca wyraźnie łupkowe

Stanowią dominującą odmianę wśród metabazytów z Ogorzelca. Są to drobnoziarniste skały o dobrze wykształconej oddzielności. Składają się z amfibolu, albitu, epidotu, chlorytu, kwarcu, stilpnomelanu oraz akcesorycznie tytanitu i minerałów nieprzeźroczystych. Lokalnie występuje warstwowanie wyrażone przez naprzemianległe ułożenie jasnych i ciemnych lamin o miąższości kilku milimetrów. W laminach jasnych występują: albit, kwarc oraz podrzędnie amfibol i epidot. Laminy ciemne są zbudowane z amfibolu, albitu, epidotu, chlorytu oraz minerałów nieprzeźroczystych. Warstwowanie jest miejscami skośne do foliacji.

Głównymi składnikami metabazytów są amfibole i albit. Amfibole są reprezentowane w większości przez hornblendę aktynolitową lub hornblendę magnezową (Kryza, Mazur 1995). Ta ostatnia wykazuje intensywne niebieskozielone zabarwienie. W metabazytach występuje także aktynolit w formie drobnych ziarn o pręcikowatym pokroju. Lokalnie jest on dominującym minerałem ciemnym. Podrzędny epidot często tworzy regularne słupkowe ziarna o dostrzegalnej budowie pasowej (jądro ziarna bogatsze w Fe). Chloryt, miejscami obficie występujący w skale, przerasta się z aktynolitem. W niektórych miejscach istotnym składnikiem metabazytów jest stilpnomelan. Koncentruje się on w smugach lub występuje w rozproszeniu przerastając się z chlorytem.

Metabazyty z Ogorzelca masywne

Metabazyty średnio- i drobnodziarniste masywne mają wyraźnie zachowaną pierwotną strukturę magmową, czym różnią się od odmiany łupkowej metabazytów z Ogorzelca. Składają się w ogromnej przewadze z amfiboli oraz często z całkowicie zsaussurytyzowanych plagioklazów. Bardzo obfite są także minerały grupy epidotu, głównie klinozoizyt, będące produktem saussurytyzacji. Podrzędnie występuje chloryt. Charakterystyczna jest także znaczna zawartość tytanitu.

Amfibol tworzy duże, euhedralne ziarna o średnicy od 1 do 5 mm, które wykazują niekiedy wyraźną pasowość podkreśloną przez bladzielone zabarwienie w jądrze i niebieskozielone na brzegach (pl. III, 3). Jądra pasowych kryształów są zbudowane z aktynolitu, a brzegi z hornblendy aktynolitowej lub hornblendy magnezowej (Kryza, Mazur 1995). Plagioklaz jest miejscami całkowicie zastąpiony przez agregat klinozoizytu i albitu tworzący mętne tło, w którym tkwią fenokryształy amfibolu. Niekiedy występuje jednak w postaci drobnych blastów lub subhedralnych, listewkowatych kryształów albitu.

Metabazyty masywne afanitowe występują tylko podrzędnie wśród metabazytów z Ogorzelca. Są to skały o strukturze zbliżonej do zasadowych law. Składają się głównie z drobnych, listewkowych, zsaussurytyzowanych ziarn plagioklazu tkwiących w masie złożonej z amfibolu i chlorytu.

Metawulkanity felsytowe

Tworzą cienkie wkładki w obrębie metabazytów z Ogorzelca o miąższości od kilkunastu centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Są to skały złożone w 90 - 95% z kwarcu i albitu, o dobrze zachowanej strukturze porfirowej, typowej dla law felsytowych. Podrzędnie występują w nich amfibol (hornblendy aktynolitowa), epidot, chloryt i jasny łyszczyk.

Ziarna albitu i kwarcu tworzą fenokryształy o wielkości do 2 mm.

Kryształy albitu wykazują subhedralny, tabliczkowaty pokrój, a kryształy kwarcu są owalne i mają niekiedy zatoki korozyjne (pl. IV, 1). Tło skalne składa się głównie z małych, listewkowatych kryształów albitu oraz obficie występujących ziarn kwarcu.

Felsytowe gnejsy z Paczyna

Są to średnio- lub gruboziarniste gnejsy, w których występują ciągle przejścia od skał o budowie zbliżonej do granitu do odmian oczkowych i warstewkowych. Gnejsy felsytowe są złożone w 80 - 95% z minerałów jasnych: kwarcu, albitu (5% An) i jasnego ływczyku. Cechą charakterystyczną jest brak w ich składzie skalenia potasowego. Minerale ciemne są reprezentowane przez chloryt, epidot oraz lokalnie stilpnomelan. Akcesorycznie występują: apatyt, cyrkon, kalcyt, hematyt, tytanit i granat. Struktura oczkowa jest rozwinięta dzięki obecności oczek kwarcowych o wielkości do 15 mm. Laminację wyraża naprzemianległe występowanie cienkich lamin ływczykowych oraz monomineralnych wstęg kwarcowych.

Gnejsy felsytowe zawierają zmienne ilości jasnego ływczyku. Niekiedy jest on istotnym składnikiem stanowiącym do 20% objętości skały. Ziarna albitu wykazują niekiedy subhedralny pokrój i osiągają rozmiary do 4 mm. Występowanie drobnych wrostków epidotu w jądrach tabliczkowatych kryształów albitu wskazuje na ich pierwotną budowę pasową (pl. IV, 2). Minerale ciemne stanowią podrzędny składnik gnejsów felsytowych. Niekiedy charakterystyczny jest stilpnomelan, którego zawartość może miejscami wzrastać do 10% objętości skały. Ziarna epidotu mają niekiedy budowę pasową (jądro ziarn bogatsze w Fe). Granat, stwierdzony w próbkach ze skałki Wierzbak położonej na NW od Klatki, wykazuje pasowość wyrażającą się spadkiem zawartości spessartynu od jądra ku brzegom ziarn (Kryza, Mazur 1995).

Gnejsy felsytowe drobnoziarniste stanowią podrzędną odmianę gnejsów z Paczyna. Są to masywne skały o strukturze porfirowej przypominające metawulkanity felsytowe. Autor zaliczył je do gnejsów z Paczyna, ponieważ towarzyszą innym typom wspomnianych gnejsów łącząc się z nimi ciągłymi przejściami.

Hornblendowe gnejsy z Paczyna

Odmiany grubo- i średnioziarniste o wielkości ziarna 2 - 5 mm są masywnymi skałami z wyraźnie zachowaną pierwotną strukturą magmową. Lokalnie pojawia się w nich wyraźna foliacja, a nawet słabo wykształcona laminacja. Amfibole oraz pseudomorfozy po zsaussuryzowanych plagioklazach, złożone z albitu i minerałów grupy epidotu,

stanowią około 90% objętości skały. Podrzędnie występują: chloryt, epidot, kwarc oraz stilpnomelan. Minerale akcesoryczne są reprezentowane przez tlenki Fe, apatyt i tytanit.

Amfibole tworzą często kryształy o euhedralnym pokroju i wyraźnej budowie pasowej (pl. III, 4). Jądra ziarn wykazują brązowe lub oliwkowe barwy pleochroiczne. Zabarwienie kryształów zmienia się ku brzegom na niebieskozielone. Optyczna pasowość odpowiada zmianie składu amfibolu od hornblendy magnezowej do hornblendy aktynolitowej lub aktynolitu (Kryza, Mazur 1995). Lokalnie spotykane są także drobne bladezielone słupki aktynolitu.

Plagioklasy mają z reguły pokrój subhedralny. W wyniku intensywnej saussurytyzacji ich ziarna przeszły w mieszaninę albitu i klinozoytu. W gnejsach bardziej zdeformowanych wtórny albit (<5% An) tworzy większe ziarna pozbawione wrostków. Kwarc występuje w gnejsach w ilości 5 - 10% objętości skały. Zawartość chlorytu jest z reguły większa niż epidotu. Przerasta się on niekiedy z występującymi podrzędnie: jasnym łuszczykiem lub aktynolitem. W strefach deformacji kruchej gromadzi się stilpnomelan.

Gnejsy hornblendowe drobnoziarniste wyróżniają się wielkością ziarna < 2 mm oraz większą zawartością minerałów jasnych, w tym szczególnie kwarcu. Struktura tych skał przypomina miejscami gnejsy grubo- i średnioziarniste, a miejscami jest porfirowata z fenokryształami amfibolu i plagioklazu. Obie odmiany gnejsów hornblendowych łączą się ciągłymi przejściami.

FORMACJA ŁUPKÓW Z NIEDAMIROWA

Fyllity

Są skałami barwy szarej lub zielonkawej o bardzo wyraźnej oddzielności łupkowej. Składają się głównie z jasnego łuszczyku i kwarcu tworzących najczęściej naprzemianległe, cienkie laminy. Zawierają ponadto porfiroblasty albitu, chloryt oraz akcesorycznie apatyt, turmalin i minerale nieprzeźroczyste. Ilość chlorytu jest zmienna, osiągając w skrajnych przypadkach 20% objętości skały. W fyllitach brak jest biotyту i granatu, co różni je od łupków muskowitzowych i biotyto-muskowitzowych.

Porfiroblasty albitu o owalnych, anhedralnych kształtach nie przekraczają 1 - 2 mm wielkości. Często zawierają smugi ciemnych wrostków i układają się swoją dłuższą osią skośnie do foliacji. W odmianach słabiej zdeformowanych kwarc nie tworzy regularnych lamin, a niekiedy występuje w formie soczewkowatych lub owalnych agregatów. Agregaty te rozwinęły się kosztem plastycznie zdeformowanych i zrekrystalizowanych większych ziarn, mających przypuszczalnie detrytyczne pochodzenie.

Fyllity zawierają lokalnie wkładki wapieni krystalicznych. Są to skały niemal wyłącznie kalcytowe, w których zawartość dolomitu nie przekracza kilku procent.

Łupki chlorytowo-albitowe

Są to zielone skały o wyraźnej oddzielności łupkowej. Występują w formie wkładek, o miąższości do kilkudziesięciu metrów, w obrębie fyllitów. Od tych ostatnich różnią się większą zawartością chlorytu. Łupki chlorytowo-albitowe są złożone z albitu, chlorytu, jasnego łyszczyku i epidotu oraz podrzędnie z kwarcu i kalcytu. Akcesorycznie występują najczęściej tytanit i tlenki Fe.

Łupki chlorytowo-albitowe zawierają liczne porfiroblasty albitu i epidotu o wielkości do 2 mm. Tło skalne złożone jest z obficie występujących chlorytu i jasnego łyszczyku, które często przerastają się wzajemnie.

Zieleńce z Niedamirowa

Są to drobnoziarniste lub afanitowe metabazyty o strukturze laminowanej lub smużysto-laminowanej i wyraźnej oddzielności łupkowej. Składają się z amfiboli, plagioklazu, epidotu i chlorytu. Lokalnie spotyka się: granat, kwarc, kalcyt, jasny łyszczyk i stilpnomelan. Minerale akcesoryczne reprezentują głównie tlenki żelaza i tytanit. Miąższość lamin waha się w granicach 1 - 5 mm. Laminy jasne tworzy kwarc, albit (do 2% An) i niekiedy kalcyt. Laminy ciemne są złożone z amfibolu, chlorytu, epidotu, albitu i minerałów nieprzezroczystych.

Amfibol najczęściej obecny w zieleńcach to aktynolit o bladezielonych barwach pleochroicznych. Ma on pokrój pręcikowaty lub włóknisty i przerasta się często z chlorytem. Miejscami występuje także niebieski, słupkowy amfibol (glaukofan, ferroglaukofan lub krossyt) tworzący ziarna o zróżnicowanej wielkości, maksymalnie do 1,5 mm (Kryza, Mazur 1995). Jest on silnie pleochroiczny: ciemnoniebieski lub fiołkowy do bezbarwnego. Niektóre ziarna niebieskiego amfibolu są pasowe i przechodzą ku brzegom w bladezielony aktynolit (pl. II, 3, 4). Sporadycznie spotykana jest także w zieleńcach jasnoniebieskozielona hornblenda aktynolitowa o słupkowym pokroju.

Dość powszechne są w zieleńcach porfiroblasty epidotu o wielkości do 2 mm (pl. III, 1), które często wykazują wyraźną budowę pasową (jądro ziarn bogatsze w Fe). Albit tworzy porfiroblasty niemal równie często jak epidot. Lokalnie w skład zieleńców wchodzi granat (pl. III, 2). Jest on zasobny w spessartyn, którego zawartość maleje ku brzegom ziarn (Kryza, Mazur 1995). Granat współwystępuje z reguły z glaukofanem, choć pojawia się także w paragenezie z epidotem, chlorytem i albitem. Szczególnie charakterystyczne jest współwystępowanie niebieskiego amfibolu i granatu w skałach o znacznej zawartości

kwarcu (pl. III, 2).

W obrębie omawianych zieleńców, na południe od Niedamirowa, występuje niewielki pień skał ultrazasadowych zmienionych w serpenityny (Madej 1976; Bakun-Czubarow, Smulikowski 1993). Średnica tej wychodni nie przekracza 50 m.

UWAGI O CHARAKTERZE PROTOLITÓW

W świetle zebranych obserwacji protolit gnejsów z Kowar stanowiły granitoidy, co było już uprzednio sugerowane przez Berga (1912). Przemawia za tym występowanie w nich megakryształów skalenia potasowego, które mogą wywodzić się jedynie z ich protolitu. Wskazuje na to także obecność reliktywów zapewne pierwotnej budowy pasowej plagioklaz (podkreślonej przez zmienne nasilenie serycytyzacji) oraz występowanie ciągłych przejść między gnejsami a granitami z Kowar. Intruzja granitoidów będących protolitem gnejsów z Kowar miała miejsce około 500 mln lat temu (Oliver *et al.* 1993). Łupki biotytowo-muskowitowe oraz skały formacji rudonośnej z Podgórze i formacji łupków z Czarnowa stanowiły osłonę tej intruzji. Pierwotnie była to sekwencja osadowo-wulkaniczna nieznanego wieku, złożona ze skał ilasto-mułowcowych (protolit łupków biotytowo-muskowitowych i muskowitowych) z wkładkami węglanów (protolit marmurów) oraz wulkanitów kwaśnych i zasadowych (protolit, odpowiednio, łupków kwarcowo-skaleniovych i metabazytów smużystych). Na obecnym etapie badań trudno jednoznacznie rozstrzygnąć, czy sekwencja ta była zmetamorfizowana w momencie intruzji granitu.

Formacja z Niedamirowa powstała ze skał ilastych (fyllity) zawierających wkładki węglanów (wapienie krystaliczne) i zasadowych wulkanitów (łupki chlorytowo-albitowe). Zasadowe wulkanity, w przewadze przypuszczalnie o charakterze wulkanoklastycznym, stanowiły protolit zieleńców z Niedamirowa. Ich wiek pozostaje nieznanym w przeciwieństwie do wieku protolitu fyllitów, który przez analogię z obszarem południowej osłony granitu Karkonoszy (Chaloupský 1989) można określić na przedział ordowik - sylur.

W świetle nowych danych na temat geochemii skał kompleksu z Leszczyńca (Winchester *et al.* 1995; Kryza *et al.* 1995) protolit wchodzących w jego skład metabazytów można uznać za skałę podobną do bazaltów grzbietu śródoceanicznego (N-MORB) powstałych w środowisku ryftowym. Podobnie felsytowe gnejsy paczyńskie mogą stanowić produkt dyferencjacji magm o zbliżonym składzie (Kryza *et al.* 1995). Tylko gnejsy hornblendowe wykazują podobieństwo geochemiczne do skał powstałych w środowisku łuku wyspowego, ale może ono wynikać też ze znacznego stopnia kontaminacji magm materiałem skorupy kontynentalnej. Sekwencja magmowa będąca protolitem kompleksu z

Leszczyńca utworzyła się przypuszczalnie około 500 mln lat temu (Oliver *et al.* 1993).

METAMORFIZM

Szczegółowe dane dotyczące składu chemicznego minerałów ze skał badanego terenu zostały przedstawione i omówione w osobnej pracy (Kryza, Mazur 1995). Niżej będą podane tylko ważniejsze wnioski wynikające z tej pracy, dotyczące metamorfizmu głównych zespołów skalnych.

Zgodnie z poglądem Kryzy i Mazura (1995) w badanym terenie można wyróżnić trzy zespoły skalne o odmiennej historii metamorfizmu:

1. Grupa gnejsów z Kowar oraz formacja łupków z Czarnowa, które przeszły przez dwie fazy metamorfizmu. Pierwsza odpowiadała warunkom średniego ciśnienia i wyższego zakresu temperatur facji zieleńcowej. Świadczy o tym skład jądra granatu oraz towarzyszącego mu plagioklazu. Drugą fazę cechował przyrost temperatury przy niskim ciśnieniu. Wskazuje na to skład zewnętrznych części pasowych ziarn plagioklazu, granatu i jasnego łyszczyku;

2. Formacja łupków z Niedamirowa, która przeszła przez metamorfizm wysokociśnieniowy niskiego stopnia w facji niebieskich łupków. Dowodzi tego obecność glaukofanu i krossytu współwystępującego z niemal czystym albitem. Pasowość amfibolu i epidotu wskazuje na to, że po etapie wysokociśnieniowym nastąpił metamorfizm niżej ciśnieniowy i wyżej temperaturowy w facji zieleńcowej;

3. Kompleks metamagmowy z Leszczyńca, który przebył metamorfizm wysoko- lub średniociśnieniowy niskiego stopnia (skład jądra granatu, plagioklazu i amfibolu), po którym nastąpił etap wyżej temperaturowy w facji epidotowo-amfibolitowej (skład brzegów pasowych ziarn amfibolu i plagioklazu).

Największe różnice zaznaczają się pomiędzy formacją łupków z Niedamirowa i kompleksem metamagmowym z Leszczyńca z jednej strony a grupą gnejsów z Kowar oraz formacją łupków z Czarnowa z drugiej (Kryza, Mazur 1995). Pomimo szeregu podobieństw w ewolucji warunków metamorfizmu istotne różnice zachodzą także między formacją z Niedamirowa a kompleksem z Leszczyńca. Przeobrażenie kompleksu z Leszczyńca nastąpiło prawdopodobnie w warunkach niższego ciśnienia (brak glaukofanu i krossytu) i wyższej temperatury (skład pasowego plagioklazu i amfibolu) niż w przypadku formacji z Niedamirowa.

JEDNOSTKI TEKTONICZNE

Na podstawie analizy zdjęcia geologicznego (fig. 4), różnic w przebiegu lineacji L_1 (fig. 5) oraz odmiennego składu paragenez mineralnych związanych ze strukturami deformacyjnymi etapu D_1 (tab. 2) autor wyróżnił w badanym terenie trzy jednostki tektoniczne (tab. 3):

1. jednostkę Kowar (grupa gnejsów z Kowar i formacja łupków z Czarnowa),
2. jednostkę Niedamirowa (formacja łupków z Niedamirowa),
3. jednostkę Leszczyńca (kompleks metamagmowy z Leszczyńca).

Granice wyróżnionych jednostek są miejscami skośne do foliacji S_1 i granic litologicznych (fig. 4). Towarzyszą im strefy o dobrze wykształconych strukturach deformacyjnych etapu D_2 . Można zatem sądzić, że obecne granice jednostek tektonicznych powstały w wyniku deformacji D_2 .

Granica oddzielająca gnejsy z Kowar od łupków muskowitzowych w obrębie jednostki z Kowar ma także charakter tektoniczny. Wskazuje na to jej przebieg, lekko skośny do poziomów litologicznych w łupkach, oraz występowanie równoległe do niej wąskiej strefy gnejsów cienko laminowanych (fig. 4). Gnejsy te, silnie zdeformowane w etapie D_2 , przechodzą lokalnie w kilkudziesięciocentymetrowej miąższości strefy mylonitów. Zdaniem autora, wspomniana granica ma jednak drugorzędne znaczenie i nie oddziela osobnych jednostek tektonicznych. Świadczy o tym podobna orientacja struktur deformacyjnych oraz zbliżony charakter metamorfizmu skał po obu jej stronach (fig. 4; tab. 2).

CHARAKTERYSTYKA I NASTĘPSTWO STRUKTUR DEFORMACYJNYCH

W skałach badanego terenu autor wyróżnił trzy podstawowe grupy struktur, odpowiadające trzem głównym etapom deformacji: D_1 , D_2 i D_3 o zasięgu regionalnym. Pierwsza deformacja i metamorfizm większości skał wschodniej okrywy granitu Karkonoszy wiązały się z etapem D_1 . Świadczą o tym zachowane relikty mineralne, a także cechy strukturalno-teksturalne odziedziczone po protolitach tych skał. Brak ich tylko w łupkach muskowitzowych oraz biotytowo-muskowitzowych stanowiących osłonę intruzji granitoidów przeobrażonych w gnejsy z Kowar (fig. 4). Nie można zatem wykluczyć, że łupki te mogły ulec deformacjom starszym niż ta, którą autor oznaczył jako D_1 .

JEDNOSTKA KOWAR

Zespół struktur deformacyjnych etapu D_1 w jednostce Kowar

Zespół struktur deformacyjnych etapu D_1 obejmuje foliację S_1 , lineację L_1 oraz fałdy F_1 . Foliacja S_1 jest dominującą strukturą planar-

ną w przeważającej części badanych skał. Miejscami na powierzchniach foliacji S_1 występuje lineacja mineralna L_1 . Ma ona charakter lineacji z rozciągania, której orientacja jest w przybliżeniu równoległa do kierunku transportu tektonicznego w trakcie deformacji D_1 . Lineacja L_1 jest najczęściej spotykana w gnejsach z Kowar. Fałdy F_1 autor rozpoznał w sposób nie budzący wątpliwości jedynie w skali mikroskopowej. Na obecność makrostruktur tego typu, w rejonie Łysociny, wskazuje również analiza mapy geologicznej (fig. 4).

Orientację foliacji S_1 w jednostce Kowar charakteryzuje bieg południkowy i upad ku E lub SE pod kątem 50° - 80° (fig. 5, 6a). Na diagramie strukturalnym orientacja foliacji wykazuje wyraźny rozrzut wzdłuż pasa o osi 120/55 (fig. 6a). Oś pasa rozrzutu ma położenie zbliżone do maksimum orientacji osi fałdów F_2 (fig. 8a). Lineacja L_1 ma w przybliżeniu stałe nachylenie ku SE lub SSE (fig. 5, 7a).

Foliacja S_1 jest wyrażona w gnejsach z Kowar przez spłaszczenie oczek skalenia potasowego oraz równoległe ułożenie blaszek łyszczyków i chlorytów. Często podkreśla ją także obecność lamin kwarcowych, skaleniowych i łyszczykowych. Foliacja nie zaznacza się w granitach z Kowar, w których brak jest również śladów plastycznego odkształcenia skaleni. Lineację L_1 wyznacza równoległa orientacja ziarn skalenia oraz agregatów kwarcowych. Miejscami podkreśla ją także ułożenie blaszek lub agregatów łyszczykowych. Skalenie biorące udział w lineacji L_1 mają formę mniej lub bardziej wydłużonych elipsoidów. Ich najdłuższa oś definiuje bieg lineacji, a najkrótsza ustawiona jest prostopadle do foliacji. Agregaty kwarcowe tworzące lineację L_1 mają pokrój wrzecionowaty. Występowanie lineacji L_1 nie jest w gnejsach z Kowar powszechne. Zaciera ją często bezkierunkowe ułożenie blaszek jasnego łyszczyku.

Granity i gnejsy z Kowar łączą się ciągłymi przejściami. Zmiana struktury gnejsu od bezładnej przez oczkową do laminowanej jest związana z coraz większym spłaszczeniem megakryształów skalenia potasowego, zróżnicowaniem tła skalnego na laminy oraz zmniejszeniem wielkości ziarna. Wspomniana zmienność cech strukturalnych jest efektem wzrostu wielkości deformacji, jakiej uległy gnejsy. Gnejsy cienko laminowane, występujące wzdłuż kontaktu z łupkami kwarcowo-muskowitowymi, zawierają struktury deformacyjne etapu D_2 i są opisane w dalszej części tekstu.

Plastycznie odkształconym megakryształom skalenia potasowego towarzyszą znacznie wydłużone "ogony" (Simpson, Schmid 1983). Są to drobnoblastyczne agregaty skalenia potasowego występujące po obu stronach macierzystego megakryształu. Ogony łączą się z megakryształem przez strefę, w której uległ on podziałowi na subziarna. Wydłużenie ogonów jest zgodne z przebiegiem foliacji. Wokół oczek skalenia potasowego występują także cienie ciśnienia, które wypełnia

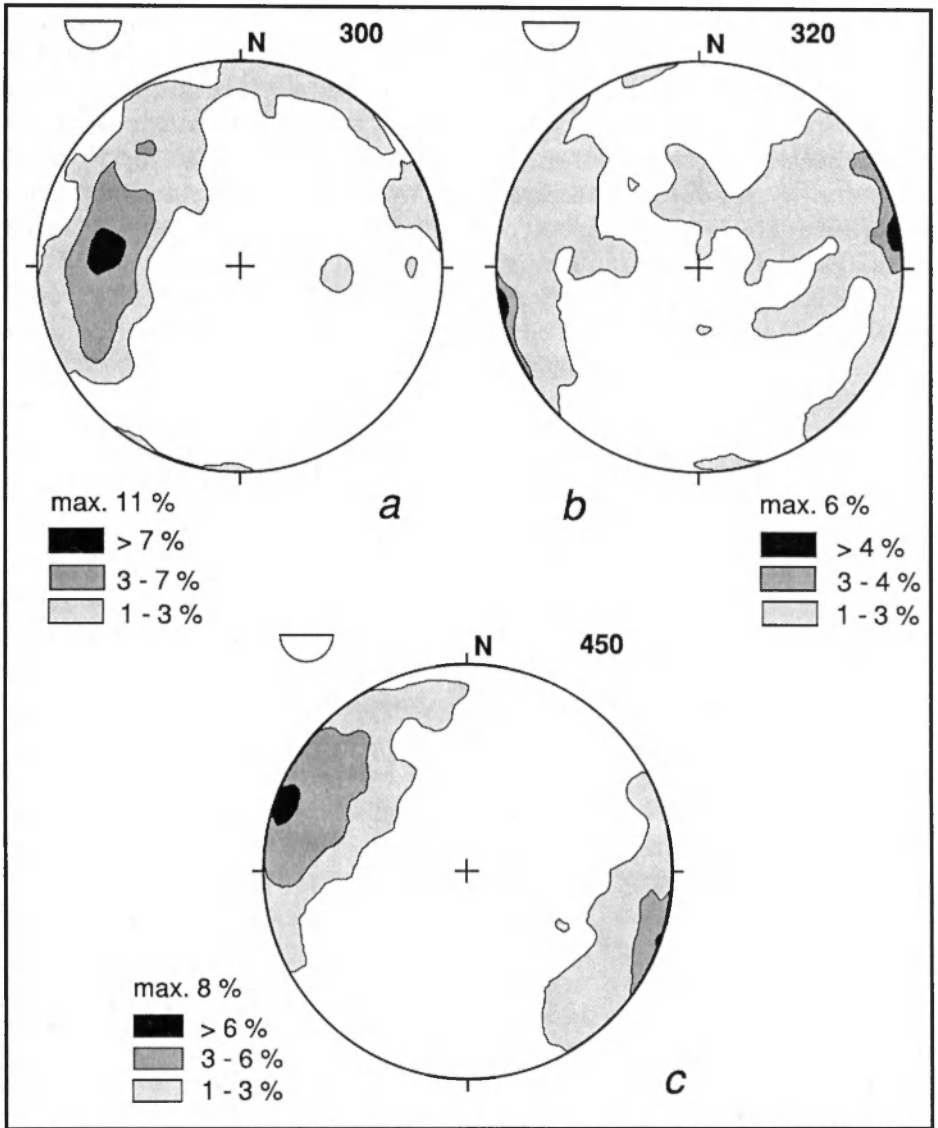


Fig. 6. Orientacja foliacji S_1+S_2 (bieguny płaszczyzn) na diagramach konturowych (półkula dolna siatki Schmidta). **a** – jednostka Kowar; **b** – jednostka Niedamirowa; **c** – jednostka Leszczyńca

Orientation of foliations S_1+S_2 plotted on Schmidt stereograms (lower hemisphere). **a** – Kowary Unit; **b** – Niedamirow Unit; **c** – Leszczyńca Unit

muskowit, kwarc oraz niekiedy biotyt.

Symetryczne wykształcenie “ogonów” i cieni ciśnienia megakryształów skalenia pokazuje, że gnejsy z Kowar zostały w dużej części odkształcone w sposób koaksjalny. Wyraźna asymetria tych struktur

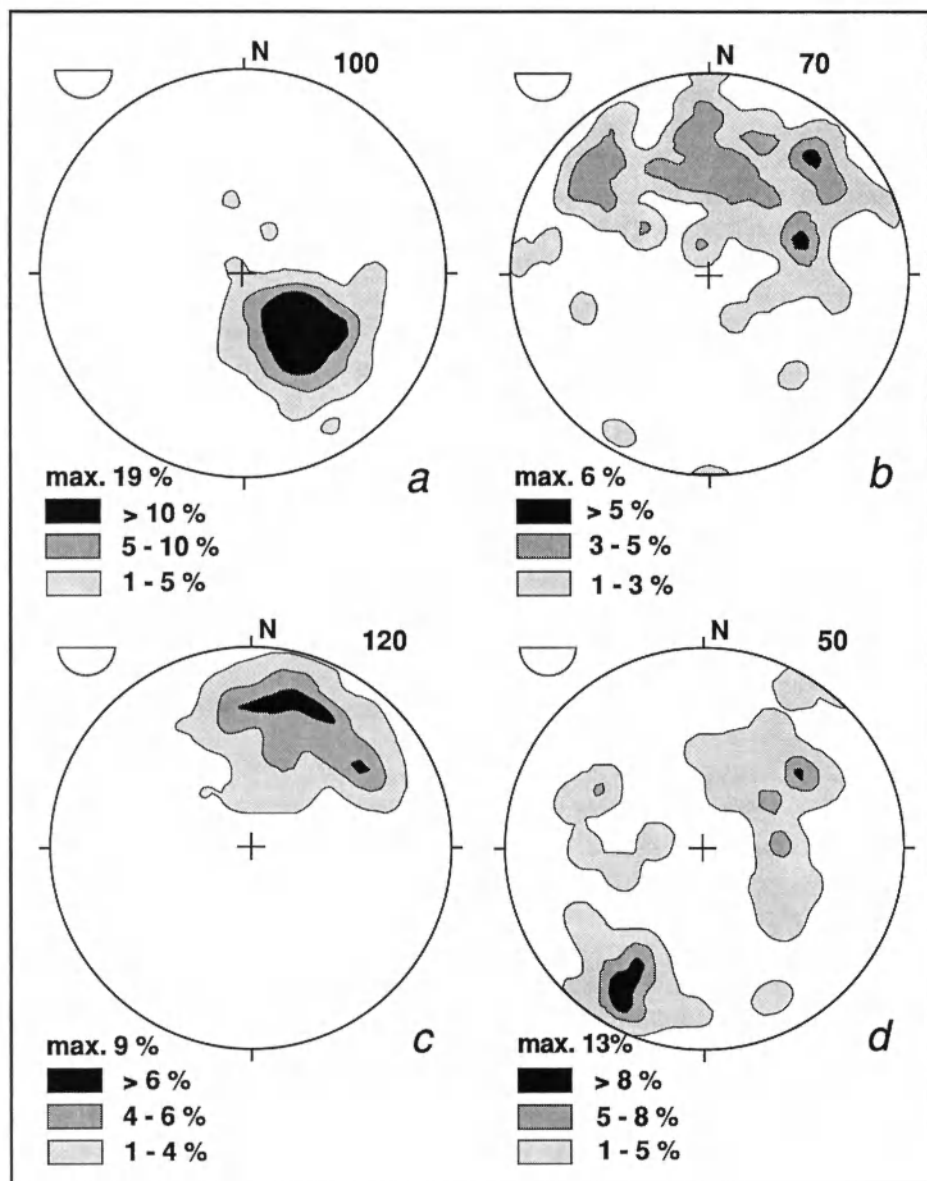


Fig. 7. Orientacja linii L_1 na diagramach konturowych (półkula dolna siatki Schmidta). **a** – jednostka Kowar; **b** – jednostka Niedamirowa; **c** – metabazyty z Ogorzelca i metawulkanity felsytowe; **d** – gnejsy z Paczyna

Orientation of lineation L_1 plotted on Schmidt stereograms (lower hemisphere). **a** – Kowary Unit; **b** – Niedamirów Unit; **c** – Ogorzelec metabasites and felsic metavolcanics; **d** – Paczyn gneisses

zaznacza się głównie w gnejsach laminowanych. Wskazuje ona na niekoaksjalne ścinanie o zwrocie strop ku WNW lub NW. Asymetria ogonów i cieni ciśnienia idzie najczęściej w parze z dużym spłaszczeniem megakryształów i ich wydłużeniem w kierunku osi X. Ponieważ gnejsy laminowane tworzą drobne wkładki, można sądzić, że deformacja niekoaksjalna rozwinęła się w wąskich strefach ścinania, które przebiegają w obrębie koaksjalnie odkształconych gnejsów. Mocno spłaszczone megakrystały skalenia wskazują, że strefy te wyróżniały się znaczną deformacją.

W łupkach kwarcowo-skaleniowych foliacja S_1 jest wyrażona przez spłaszczenie megakryształów skalenia potasowego oraz równoległe ułożenie blaszek muskowitu. Foliację wyznacza też laminacja skały. Analiza obrazu kartograficznego pokazuje, że granice litologiczne łupków kwarcowo-skaleniowych w rejonie Łysociny przebiegają skośnie do foliacji. Niestety brak jest obserwacji mezo- i mikroskopowych potwierdzających ten fakt. Obserwowany na mapie układ wychodni na stokach Łysociny (fig. 4) wskazuje na istnienie wielkoskalowych fałdów F_1 deformujących granice litologiczne. Foliacja S_1 przebiega równoległe do powierzchni osiowych tych fałdów. Lineację L_1 wyraża w omawianych skałach wydłużenie części megakryształów skalenia, kształt agregatów kwarcowych oraz ułożenie blaszek jasnego łyszczyku.

W łupkach muskowitowych i muskowitowo-biotytowych struktury deformacyjne etapu D_1 uległy niemal całkowitemu zatarciu przez późniejsze struktury etapu D_2 . Foliacja S_1 jest tam zachowana głównie jako smugi wrostków w porfiroblastach granatu i plagioklazu.

W metabazytach smużystych powierzchni S_1 są zachowane jako główna foliacja tylko w niewielkich wystąpieniach tych skał na południe od Przełęczy Okraj. Przy granicy z gnejsami z Kowar metabazyty tworzą tam w łupkach muskowitowych drobne wkładki. Foliację S_1 wyraża równoległe ułożenie ziarn amfibolu (przypominającego optycznie hornblendę aktynolitową), biotyty, plagioklazu i chlorytu. Na powierzchniach foliacji występują dwie wzajemnie skośne lineacje: lineacja mineralna L_1 i zmarszczkowanie L_2 . Lineację L_1 charakteryzuje równoległe ułożenie słupków amfiboli.

Minerałami pozostającymi w równowadze podczas deformacji D_1 w gnejsach i łupkach jednostki Kowar były biotyt i muskowit, a także kwarc i plagioklaz. Biotyt uległ w późniejszym okresie silnej chlorytacji. Stąd blaszki chlorytu równoległe do foliacji S_1 mogą stanowić pseudomorfozy po biotycie. W metabazytach smużystych zespół mineralny trwały w trakcie deformacji D_1 obejmował między innymi plagioklaz, biotyt, amfibol i epidot.

Zespół struktur deformacyjnych etapu D_2 w jednostce Kowar

Zespół struktur deformacyjnych D_2 obejmuje: foliację S_2 , lineację L_2 oraz fałdy F_2 wraz z kłiżem osiowym. Zespół ten dominuje w łupkach muskowitzowych, biotytowo-muskowitzowych oraz metabazytach smużystych. Powierzchnie S_2 tworzą tam główną foliację o charakterze penetratywnym (fig. 5). Orientacja foliacji S_2 nie odbiega od orientacji foliacji S_1 w gnejsach z Kowar (fig. 5). Ma ona w przybliżeniu południkowy bieg i stromy upad ku E lub SE. Na diagramie strukturalnym zaznacza się wyraźny rozrzut położenia foliacji wzdłuż pasa o osi 120/55 (fig. 6a). Lineacja L_2 , obecna również w gnejsach z Kowar, wykazuje strome nachylenie ku SE w kierunku zbliżonym do upadu foliacji (fig. 5, 8a). Na diagramie strukturalnym położenie lineacji L_2 i osi fałdów F_2 tworzy wyraźne maksimum o orientacji 100/60 (fig. 8a). Pokrywa się ono w przybliżeniu z położeniem osi pasa rozrzutu foliacji (fig. 6a). Lineacja L_2 ma charakter lineacji z rozciągania równoległej do kierunku transportu tektonicznego w trakcie deformacji D_2 .

Przyczyną pasowego rozrzutu położenia foliacji S_1 i S_2 w skałach jednostki Kowar (fig. 6a) jest powszechne występowanie fałdów F_2 . Do nich odnosi się określenie "struktura blachy falistej" wprowadzone przez Cloosa (1925). Mezofałdy F_2 w klasyfikacji geometryczno-strukturalnej (Ramsay 1967) odpowiadają w przybliżeniu fałdom koncentrycznym (klasa 1B) lub pośrednim między koncentrycznymi a symilarnymi (klasa 1C). Ich osie są równoległe do lineacji L_2 . Mają one prostoliniowy przebieg, w większości przypadków zbieżny z kierunkiem upadu foliacji. Położenie obwiedni struktur F_2 jest zgodne z orientacją nie sfałdowanej foliacji. Powierzchnie osiowe fałdów są najczęściej prostopadłe do obwiedni albo tworzą z nią kąty mieszczące się w zakresie 90-45°.

Fałdy F_2 prezentują pełną gamę form od szeroko- do wąskopromiennych (pl. V, 3, 4). Część z nich jest symetryczna, a wśród pozostałych dominuje asymetria SW. Amplituda fałdów F_2 widocznych bezpośrednio w terenie zawiera się w przedziale od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Obraz kartograficzny natomiast świadczy o występowaniu większych fałdów F_2 o amplitudzie od kilkudziesięciu do kilkuset metrów (fig. 4, 5). Charakterystyczna jest pozycja niektórych makrostruktur F_2 w sąsiedztwie kontaktu z gnejsami z Kowar. Łupki formacji z Czarnowa uległy tam sfałdowaniu w miejscach, gdzie granica gnejsów została przemieszczona wzdłuż uskoków (fig. 4). Zjawisko to jest szczególnie dobrze widoczne w rejonie Przełęczy Kowarskiej i wskazuje na związek uskoków z deformacją D_2 .

Fałdy F_2 , których osie wykazują orientację zgodną z przebiegiem lineacji mineralnej L_2 , mają prawdopodobnie charakter fałdów typu A (Malavieille 1987). Kierunek osi fałdów A, powstałych w warunkach deformacji niekoaksjalnej, jest w przybliżeniu zgodny z kierunkiem

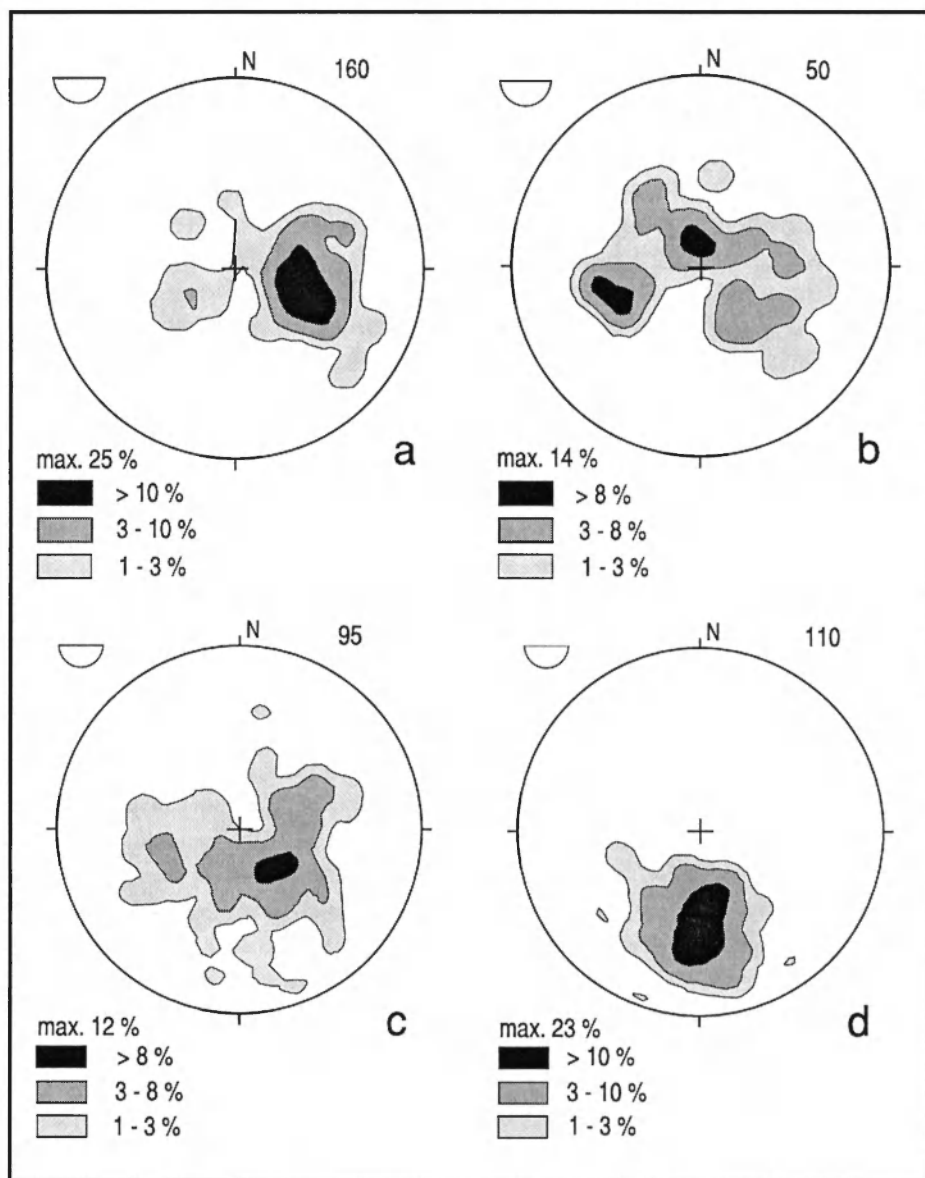


Fig. 8. Orientacja lineacji L_2 na diagramach konturowych (półkula dolna siatki Schmidta). **a** – jednostka Kowary; **b** – jednostka Niedamirowa; **c** – jednostka Leszczynica: lineacja mineralna i osie mezofałdów; **d** – jednostka Leszczynica: zmarszczkowanie

Orientation of lineation L_2 plotted on Schmidt stereograms (lower hemisphere). **a** – Kowary Unit; **b** – Niedamirow Unit; **c** – Leszczyniec Unit: mineral lineation and fold axes; **d** – Leszczyniec Unit: crenulations

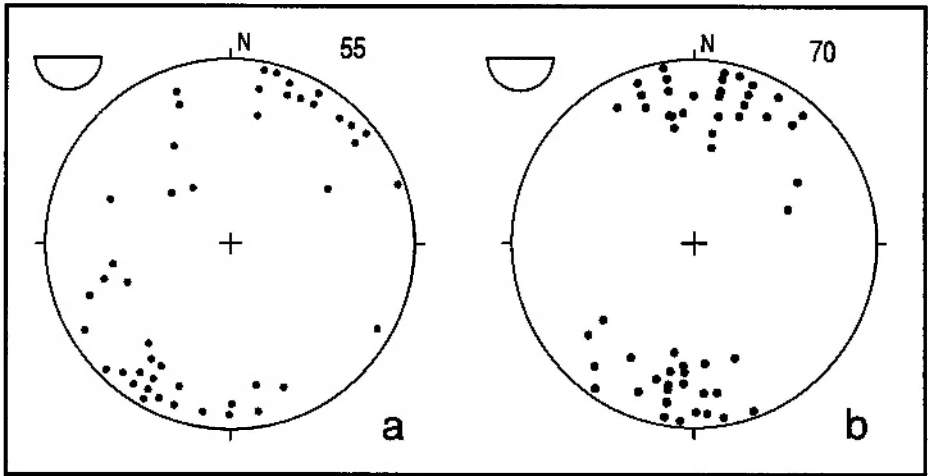


Fig. 9. a – Orientacja kłiważu krenulacyjnego (bieguny płaszczyzn) na diagramie punktowym dla całego obszaru (półkula dolna siatki Schmidta); **b** – Orientacja lineacji L_3 (osi fałdów i zmarszczek) na diagramie punktowym dla jednostek Niedamirowa i Leszczyńca (półkula dolna siatki Schmidta)

a – Orientation of the crenulation cleavage plotted on a Schmidt stereogram (lower hemisphere) for the study area; **b** – Orientation of the L_3 lineation (fold axes and crenulations) plotted on a Schmidt stereogram (lower hemisphere) for the Niedamirow and Leszczyńiec Units

maksymalnego rozciągania w obrębie powierzchni foliacji. Prawidłowość taka zachodzi przy dużych wartościach odkształcenia. Fałdy F_2 powstały później niż foliacja S_2 w trakcie tej samej deformacji D_2 . Taka chronologia struktur jest zgodna z wynikami eksperymentów (Cobbold, Quinquis 1980), w których rozwój foliacji poprzedzał nukleację fałdów.

Położenie powierzchni osiowych fałdów jest podkreślone często obecnością kłiważu krenulacyjnego. Kłiważ ten nie jest strukturą penetratywną. Rozwinięty jest głównie w przegubach oraz na krótszych skrzydłach fałdów F_2 . Jego gęstość jest bardzo zmienna i waha się od części milimetra do około 1cm. Foliacja w obrębie mikrolitonów pomiędzy powierzchniami kłiważu jest zdeformowana w drobne fałdki szewronowe. W przegubach niektórych mezoskopowych fałdów F_2 orientację kłiważu podkreśla spłaszczenie blastów kwarcu oraz sposób ułożenia blaszek chlorytu i muskowitu. Większość powierzchni kłiważu krenulacyjnego jest stromo nachylona (fig. 9a). Niekiedy wykazują one układ wachlarzowaty. Potwierdzają to obserwacje terenowe oraz występowanie pasowego rozrzutu położenia kłiważu na diagramie strukturalnym (fig. 9a). Orientacja osi pasa rozrzutu jest zbliżona do

orientacji maksimów jakie tworzą na diagramach osie fałdów F_2 (fig. 8a).

W łupkach muskowitzowych i biotyto-muskowitzowych foliację S_2 wyraża równoległe ułożenie blaszek muskowitu, biotyty i chlorytu oraz podłużnych porfiroblastów plagioklaz. Podkreśla ją także naprzemiangle występowanie lamin kwarcowych i łyszczykowych. Lineację L_2 wyznacza na powierzchniach S_2 równoległe ułożenie blaszek i agregatów łyszczykowych oraz zmarszczkowanie. Miejscami lineacja L_2 ma charakter lineacji intersekcyjnej z przecięcia foliacji z powierzchniami kliważu osiowego fałdów F_2 .

Łupki muskowitzowe charakteryzuje obecność znacznej ilości porfiroblastów albitu. W wielu przypadkach porfiroblasty mają wyraźnie asymetryczne "ogony" zbudowane z agregatu drobnych blastów albitu. Towarzyszą im cienie ciśnienia, które wypełnia muskowitz, biotyty, chloryt i kwarc. W porfiroblastach, na przekrojach równoległych do lineacji L_2 , często są widoczne smugi ciemnych wrostków ustawione skośnie do foliacji (pl. II, 1). Są one niekiedy lekko wygięte przy granicach blastu. Na przekrojach prostopadłych do lineacji L_2 można zauważyć, że smugi ciągną się czasem pomiędzy sąsiednimi porfiroblastami lub są sfałdowane w obrębie pojedynczych ziarn (pl. II, 2). Niektóre porfiroblasty albitu uległy deformacji kručzej. Wokół przemieszczonych fragmentów ziarn występują cienie ciśnienia, w których krystalizowały muskowitz, chloryt i kwarc (pl. I, 2). Łupki muskowitzo-biotytowe na wschodnich stokach Kowarskiego Grzbietu (fig. 4) zawierają liczne porfiroblasty granatu (pl. I, 3, 4). Porfiroblasty mają smugi poikilitowych wrostków kwarcu, ułożone skośnie lub prostopadle do foliacji. Ziarnom granatu towarzyszą wyraźnie asymetryczne cienie ciśnienia wypełnione przez muskowitz, chloryt i kwarc. Porfiroblasty albitu i granatu mają cechy wskazujące na ich synkinematyczny wzrost (Bell 1985; Bell *et al.* 1986). Zdaniem autora powstały one w trakcie deformacji D_2 jednocześnie z rozwojem penetratywnej foliacji S_2 . Smugi wrostków w porfiroblastach stanowią zgodnie z tą interpretacją relikty starszej foliacji S_1 .

W części łupków muskowitzowych i biotyto-muskowitzowych występują struktury deformacyjne zbliżone do typu S-C (Berthé *et al.* 1979; Lister, Snoke 1984), gdzie rolę powierzchni C pełnią powierzchnie S_2 , które reprezentują główną foliację skały. Sigmoidalne powierzchnie S_1 (odpowiadające powierzchniom S) wyznacza ułożenie blaszek muskowitu, biotyty oraz agregatów drobnych ziarn kwarcu. Miejscami są także obecne ekstensyjne powierzchnie ścinania (shear bands – Gaps, White 1982). Występują one w odstępach od milimetra do kilku centymetrów tworząc z foliacją kąt 15-30°. Struktury deformacyjne typu S-C ($S_1 - S_2$), ekstensyjne powierzchnie ścinania, a także asymetryczne "ogony" ziarn plagioklaz oraz asymetryczne cienie ciśnienia

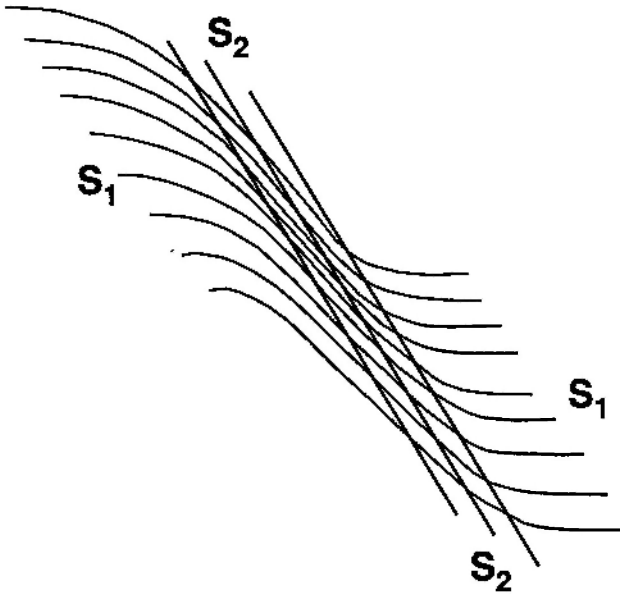


Fig. 10. Schemat rozwoju foliacji S_2 w łupkach biotytowo-muskowitowych i muskowitowych. Foliacja S_2 powstała w podatnych strefach ścinania o kinematyce uskoku normalnego, które rozwinęły się w łupkach podczas etapu D_2 . Foliacja S_1 uległa pasywnej reorientacji, w miarę zbliżania się do tych stref, aż do położenia równoległego do S_2

Development of the foliation S_2 in the biotite-muscovite and muscovite schists. The foliation S_2 was produced in ductile normal shear zones developed in the schists during D_2 . The foliation S_1 was passively rotated, towards these zones, up to parallelism with S_2

wskazują jednoznacznie na niekoaksjalne ścinanie o zwrocie strop ku SE. Jest to zwrot przeciwny niż ten, który wykazują struktury etapu D_1 w gnejsach z Kowar.

Foliacja S_2 rozwinęła się skośnie do starszych powierzchni S_1 . Świadczy o tym stosunek smug wrostków w porfiroblastach albitu i granatu do głównej foliacji oraz występowanie struktur deformacyjnych S-C interpretowanych tu jako S_1 - S_2 . Obecnie skośne ułożenie struktur S_1 i S_2 zaznacza się tylko w skali mikro- lub mezoskopowej. Analiza mapy tektonicznej (fig. 5) oraz obserwacje terenowe wskazują na to, że w makroskali obie powierzchnie przebiegają prawie równolegle. Sytuacja ta jest prawdopodobnie wynikiem pasywnej rotacji struktur S_1 , jednocześnie z rozwojem powierzchni S_2 . Zjawisko to wykazuje analogię do przyuskokowego ciągnięcia warstw (fig. 10). W strefach o największym stopniu odkształcenia rozwinęła się foliacja S_2 .

Foliacja S_1 ulegała stopniowej reorientacji w miarę zbliżania się do wspomnianych stref.

W metabazytach smużystych foliacja S_2 jest wyrażona przez równoległe ułożenie ziarn aktynolitu, chlorytu, epidotu oraz podłużnych porfiroblastów albitu. Miejscami podkreśla ją też laminacja. Lineację L_2 wyznacza w metabazytach równoległe ułożenie słupków aktynolitu, a niekiedy także drobne zmarszczkowanie. Metabazyty smużyste zawierają liczne porfiroblasty albitu. Towarzyszą im asymetryczne cienie ciśnienia, w których krystalizowały aktynolit i chloryt. Asymetria cieni ciśnienia wskazuje na niekoaksjalne ścinanie o zwrocie strop ku SE. Porfiroblasty zawierają smugi wrostków złożonych z aktynolitu i minerałów grupy epidotu, które przebiegają skośnie lub prostopadle do foliacji. Stanowią one relikty foliacji S_1 . Niektóre z porfiroblastów zostały zdeformowane w sposób kruchy. Ich rozsuniętym fragmentom towarzyszą cienie ciśnienia zawierające chloryt.

W gnejsach z Kowar odkształcenia etapu D_2 miały charakter zarówno podatny jak i kruchy. Na powierzchniach foliacji S_1 wykształciła się w ich efekcie lineacja L_2 . Nowa penetratywna foliacja S_2 powstała jedynie w gnejsach cienko laminowanych spotykanych wzdłuż kontaktu z łupkami muskowitowymi.

Lineacja L_2 w gnejsach z Kowar ma charakter lineacji mineralnej jasnego łyszczyku, zmarszczkowania oraz lineacji intersekcyjnej z przecięcia foliacji S_1 z kłiwazem osiowym fałdów F_2 . Miejscami na powierzchniach foliacji S_1 zachodzi superpozycja lineacji L_1 i L_2 . Tworzą one kąt w granicach $20 - 40^\circ$. Lineacja L_1 odróżnia się od struktur L_2 , gdyż wyznacza ją równoległe ułożenie wydłużonych ziarn skalenia.

W gnejsach cienko laminowanych foliację S_2 wyraża równoległe ułożenie blaszek muskowitu i biotyту oraz spłaszczenie oczek skalenia potasowego. Podkreśla ją także obecność naprzemianległych lamin kwarcowo-skaleniowych i łyszczykowych. Oczka skalenia potasowego mają bardzo dobrze wykształcone asymetryczne "ogony". Wraz z rosnącym spłaszczeniem oczek drobnoblastyczny agregat tworzy nie tylko ogony, ale zastępuje też fragmenty macierzystych kryształów. W skrajnym przypadku megakryształy skalenia potasowego przechodzą w drobnoziarniste laminy skaleniowe, a skała staje się mylonitem. Wokół dużych ziarn skalenia występują asymetryczne cienie ciśnienia wypełnione przez muskowit, biotyt i kwarc. Asymetria ogonów i cieni ciśnienia megakryształów wskazuje na zwrot ścinania – strop ku SE, przeciwny niż asymetria struktur zespołu D_1 obecnych w innych odmianach gnejsów z Kowar. Pozwala to sądzić, że gnejsy cienko laminowane są efektem silnej deformacji i mylonityzacji gnejsów z Kowar podczas etapu D_2 . Powstały one w strefach ścinania, które rozwinęły się wzdłuż granic gnejsów z łupkami muskowitowymi i biotytowo-muskowitowymi.

Tabela (Table) 2

Paragenезy trwałe w skałach badanego obszaru w trakcie deformacji D₁ i D₂
 Stable mineral assemblages in the rocks of the study area during deformation D₁
 and D₂

Jednostka Leszczyńca Leszczyniec Unit				
	przed D ₁ ? pre-D ₁	D ₁		D ₂
		faza główna main phase	faza końcowa final phase	
Gnejsy pacyzńskie felsicowe Felsic Paczyn gneisses		albit, kwarc, epidot, jasny łyszczyk, granat albite, quartz, epidote, white mica, garnet		albit, kwarc, chloryt, epidot albite quartz, chlorite, epidote
Gnejsy pacyzńskie hornblendowe Hornblende Paczyn gneisses		albit, hornblenda magnezowa, kwarc, epidot, jasny łyszczyk, tytanit albite, magnesium hornblende, quartz, epidote, white mica, sphene	albit, kwarc, chloryt, epidot, aktynolit albite quartz, chlorite, epidote, actinolite	albit, kwarc, chloryt, epidot albite quartz, chlorite, epidote
Metabazyty Ogorzelca Ogorzelec metabasites	aktynolit actinolite	albit, hornblenda magnezowa lub aktynolitowa, epidot, tytanit albite, magnesium or actinolic hornblende, epidote, sphene	albit, aktynolit, chloryt, epidot albite, chlorite, actinolite, epidote	albit, chloryt, epidot albite, chlorite, epidote
Jednostka Niedamirowa Niedamirów Unit				
		D ₁		D ₂
		faza początkowa initial phase	faza końcowa final phase	
Zieleńce z Niedamirowa Niedamirów greenstones		glaukofan lub krossyt, granat, albit, epidot, chloryt glaucophane or crossite, garnet, albite, epidote, chlorite	albit, aktynolit, chloryt, epidot albite, actinolite, chlorite, epidote	albit, chloryt, epidot albite, chlorite, epidote
Jednostka Kowar Kowary Unit				
		D ₁		D ₂
Łupki łyszczykowe Gnejsy z Kowar Mica schists Kowary gneisses		albit, kwarc, muskowit, biotyt albite, quartz, muscovite, biotite		plagioklaz (albit lub oligoklaz), kwarc, muskowit, biotyt, granat faza końcowa: albit, kwarc, muskowit, chloryt) plagioclase (albite or oligoclase), quartz, muscovite, biotite, garnet final phase: albite, quartz, muscovite, chlorite

W części gnejsów z Kowar deformacja D_2 uwidacznia się przez kruche odkształcenie oczek skalenia oraz plastyczną deformację kwarcu. Megakryształy skalenia są spękane i spojone kwarcem lub albitem (pl. I, I). Miejscami jest widoczne ścięciowe przemieszczenie fragmentów pokruszonych ziarn. Wokół zdyslokowanych okruchów spotyka się cienie ciśnienia zawierające chloryt, muskowitz i kwarc. Plastyczne odkształcenie kwarcu uwidacznia się przez spłaszczenie blastów oraz faliste wygaszanie światła. W obrębie gnejsów występują strefy kataklazytów, w których odkształcenia kruche odgrywają rolę dominującą.

Przejawem kruchej deformacji gnejsów są także uskoki przesuwające granice gnejsów z łupkami muskowitzowymi. Mają one przebieg NW-SE i prawoskrętną składową przesuwczą. Największy z nich występuje w rejonie Przełęczy Kowarskiej. Przemieszcza on w sposób nieciągły tylko granicę gnejsów z łupkami muskowitzowymi. W głębi kompleksu gnejsów jego działanie kompensuje plastyczne wygięcie foliacji (fig. 4). Do przebiegu foliacji dostosowuje się tam także granica intruzji granitu Karkonoszy.

Zespół mineralny trwały w łupkach i gnejsach jednostki Kowar podczas deformacji D_2 obejmował: albit (lokalnie oligoklaz w łupkach biotytowo-muskowitzowych), biotyt, muskowitz, kwarc oraz granat (w łupkach). Końcową fazę deformacji D_2 charakteryzował zespół: albit, kwarc, muskowitz i chloryt. Przejście pomiędzy wymienionymi zespołami mineralnymi zaznacza się przez chlorytyzację biotytu i granatu. W łupkach muskowitzowych oba te minerały zostały niemal całkowicie wyeliminowane. O trwałości chlorytu u schyłku etapu D_2 świadczy także skład cieni ciśnienia towarzyszących porfiroblastom albitu i granatu (pl. I, 2, 3, 4). W metabazytach smużystych z deformacją D_2 wiąże się zespół mineralny o składzie: aktynolit, epidot, chloryt, albit i kwarc. Odpowiada on młodziej z dwóch paragenez związanych z etapem D_2 w łupkach muskowitzowych.

JEDNOSTKA NIEDAMIROWA

Zespół struktur deformacyjnych etapu D_1 w jednostce Niedamirowa

W jednostce Niedamirowa foliacja S_1 ma przeważnie południkowy bieg i stromy upad (fig. 5). Dominuje nachylenie foliacji ku W lub WNW pod kątem $70 - 80^\circ$ (fig. 6b). Na diagramie strukturalnym (fig. 6b) zaznaczają się dwa pasy, wzdłuż których zachodzi rozrzut położenia foliacji. Jeden ma oś prawie pionową, przebiegającą podobnie jak osie fałdów F_2 (fig. 8b). Oś drugiego pasa rozrzutu foliacji ma orientację $170/25$. Jej położenie jest zbliżone do maksimum orientacji osi fałdów F_3 (fig. 9b). Dobrze zaznacza się reorientacja lineacji L_1 spowodowana przez fałdy F_2 (fig. 7). Lineacja L_1 układa się częściowo wzdłuż koła małego, którego środek pokrywa się z maksimum orientacji osi

tych fałdów (fig. 8b). Struktury L_1 doznają także reorientacji wywołanej przez fałdy F_3 . Świadczy o tym ich rozrzut wzdłuż koła małego o środku zbliżonym do maksimum orientacji osi fałdów F_3 (fig. 9b). Powoduje to zmiany azymutu upadu lineacji L_1 od ENE lub NE do NW (fig. 5).

Zieleńce z Niedamirowa mają z reguły wyraźną foliację S_1 . Jest ona wyrażona przez równoległe ułożenie ziarn amfibolu sodowego, aktynolitu, chlorytu, a także podłużnych kryształów plagioklazu. Zieleńce są często wyraźnie laminowane. Laminacja ta, interpretowana tu jako powierzchnie S_0 , jest przeważnie równoległa do foliacji S_1 . Na jej osadową genezę wskazuje uziarnienie frakcjonalne niektórych lamin. Lineacja L_1 jest w zieleńcach lineacją mineralną, którą wyraża równoległa orientacja słupek amfibolu.

Fałdy F_1 występują w zieleńcach jedynie w skali mikroskopowej. Deformują one przedmetamorficzną laminację skały S_0 . Są to fałdy izoklinalne o powierzchniach osiowych zgodnych z orientacją foliacji S_1 . W ich przegubach foliacja S_1 przebiega skośnie lub prostopadle do laminacji. W klasyfikacji geometryczno-strukturalnej (Ramsay 1967) fałdy F_1 odpowiadają klasom 1C i 2.

Porfiroblasty plagioklazu w zieleńcach z Niedamirowa reprezentują przypuszczalnie pełną gamę form od syn- do postkinematycznych względem deformacji D_1 . Pokrój porfiroblastów jest zmienny: od tabliczkowatego, przez wyraźnie wydłużony po, w przybliżeniu, izometryczny. Część z nich zawiera wrostki aktynolitu lub minerałów grupy epidotu, ułożone bezładnie lub tworzące smugi równoległe do foliacji S_1 . Wokół większości blastów plagioklazu są rozwinięte asymetryczne cienie ciśnienia, wypełnione aktynolitem, chlorytem i kwarcem. Porfiroblasty epidotu mają zmienny pokrój od izometrycznego po słupkowy. Zawsze towarzyszą im wyraźne cienie ciśnienia zawierające aktynolit, chloryt i kwarc, a nieraz amfibol sodowy (pl. III, 1). Podobny skład mają także cienie deformacji rozwinięte wokół porfiroblastów granatu.

W zieleńcach występują miejscami struktury deformacyjne typu S-C. Powierzchniom ścinania C odpowiada główna foliacja skały S_1 . Sigmoidalnie wygięte powierzchnie S wyznacza ułożenie ziarn amfibolu, chlorytu i plagioklazu. Kinematyczne wskaźniki zwrotu ścinania: struktury deformacyjne typu S-C oraz asymetryczne cienie ciśnienia, dokumentują w zieleńcach z Niedamirowa niekoaksjalne ścinanie o zwrocie strop ku SW lub WSW. Przy niewielkim nachyleniu lineacji L_1 zwrot ścinania jest prawoskrętny (fig. 5).

Szczególnie istotna, przy opisie zieleńców z Niedamirowa, jest pozycja kryształów amfibolu sodowego w strukturze skały. Tworzy on wydłużone słupek zorientowane równoległe do foliacji S_1 (pl. II, 3, 4), co jest dobrze widoczne w przegubach fałdów F_1 , gdzie foliacja S_1 przebiega skośnie do laminacji S_0 . Ułożenie słupek niebieskiego amfibolu

jest także równoległe do lineacji L_1 . Niektóre blasty amfibolu równoległe do S_1 są pasowe: od glukofanu lub krossytu w jądrze kryształu do aktynolitu na brzegach (pl. II, 3, 4).

W fyllitach powierzchni S_1 stanowią najczęściej główną foliację skały. Tylko w strefie kontaktu fyllitów z jednostką Kowar foliacja S_1 jest zachowana reliktoowo pomiędzy powierzchniami S_2 . Foliację S_1 wyraża w fyllitach równoległe ułożenie blaszek jasnego łyszczyku i chlorytu, spłaszczenie agregatów kwarcowych oraz laminacja. Lineację L_1 wyznacza w omawianych skałach ułożenie ziarn jasnego łyszczyku. Struktury L_1 reprezentowane są też przez drobne zmarszczki oraz kilku- lub kilkunastocentymetrowe pręty kwarcowe.

Zebrane dane wskazują, że skład paragenezy pozostającej w równowadze w skałach jednostki Niedamirowa podczas deformacji D_1 zmieniał się w trakcie jej trwania (tab. 2). Początkową fazę przeobrażenia reprezentuje zespół minerałów: amfibol sodowy (glaukofan lub krossyt), granat, albit, epidot, chloryt i kwarc. Stopniowa zmiana składu pasowych blastów amfibolu od jądra do brzegów wskazuje na ciągłe przejście do paragenezy: aktynolit, chloryt, albit, epidot i kwarc.

Zespół struktur deformacyjnych etapu D_2 w jednostce Niedamirowa

W jednostkach Niedamirowa i Leszczyńca struktury zespołu D_2 są dobrze rozwinięte tylko w strefie kontaktu z jednostką Kowar. W miarę oddalania się od granicy tej ostatniej rola struktur zespołu D_2 stopniowo maleje.

Powierzchnie S_2 stanowią główną foliację w fyllitach położonych przy kontakcie z jednostką Kowar. Foliację S_2 wyraża tam równoległa orientacja blaszek muskowitu i chlorytu oraz występowanie laminacji. W pozostałej części fyllitów oraz w zieleńcach foliacja S_2 ma charakter niepenetratywny. Lineację L_2 wyznacza w skałach jednostki Niedamirowa ułożenie wydłużonych blaszek lub agregatów jasnego łyszczyku. Miejscami ma ona charakter zmarszczkowania lub lineacji intersekcyjnej z przecięcia foliacji z kłiwazem osiowym fałdów F_2 . Fałdy F_2 są wykształcone podobnie jak struktury tego typu w jednostce Kowar. Analiza obrazu kartograficznego (fig. 4) wskazuje na obecność fałdów F_2 o amplitudzie dziesiątek lub setek metrów. Lineacja L_2 i osie fałdów F_2 w fyllitach i zieleńcach są stromo nachylone w kierunku zbliżonym do upadu foliacji (fig. 8b). Struktury te uległy reorientacji na skrzydłach fałdów F_3 . Oś pasa, wzdłuż którego zaznacza się rozrzut struktur liniowych L_2 i F_2 (fig. 8b), jest położona w pobliżu maksimum orientacji osi fałdów F_3 (fig. 9b).

W fyllitach występują dwie odmiany porfiroblastów albitu. Pierwszą z nich reprezentują owalne ziarna równoległe do powierzchni foliacji. Zawierają one smugi ciemnych wrostków skośne do foliacji. Do drugiej z odmian zaliczają się ziarna ze smugami wrostków równole-

głymi do ich wydłużenia. Ziarna takie są często ustawione skośnie do foliacji. Krystalizacja drugiej odmiany poprzedzała przypuszczalnie deformację D_2 . Porfiroblastom albitu towarzyszą silnie asymetryczne cienie ciśnienia. Krystalizowały w nich drobne blasty kwarcu oraz chloryt i muskowit. Niektóre ziarna albitu uległy deformacji kruchej w czasie deformacji D_2 . Ich fragmenty zostały niekiedy ścięciowo przemieszczone wzdłuż powierzchni skośnych do foliacji. W zieleńcach asymetryczne cienie ciśnienia rozwinęły się wokół niektórych porfiroblastów albitu i epidotu. Cienie ciśnienia zawierają chloryt i kwarc.

W fyllitach położonych w pobliżu granicy jednostki Kowar występują powszechnie struktury deformacyjne typu S-C (interpretowane jako S_1 - S_2). Powierzchnie C (S_2) są podkreślone przez koncentrację blaszek jasnego łyszczyku, który gromadzi się w ciągłe laminy. Występują one naprzemianległe z laminami kwarcowymi złożonymi z mozaiki drobnych, silnie odkształconych blastów. Powierzchnie S (S_1), źle zachowane, wyznacza ustawienie blaszek jasnego łyszczyku i chlorytu oraz, sporadycznie, orientacja wydłużonych blastów plagioklaz. Struktury deformacyjne typu S-C (S_1 - S_2) oraz asymetryczne cienie ciśnienia wskazują na niekoaksjalne ścinanie o zwrocie strop ku SE. Analogiczny zwrot ścinania dokumentuje w zieleńcach ustawienie ekstensyjnych powierzchni ścinania. Zespół mineralny pozostający w równowadze w skałach jednostki Niedamirowa podczas deformacji D_2 obejmował: albit, kwarc, jasny łyszczyk, chloryt i epidot.

W zieleńcach z Niedamirowa z etapem D_2 wiązały się także deformacje kruche. Koncentrują się one w strefach w przybliżeniu równoległych do biegu foliacji. Strefy te mają szerokość sięgającą maksymalnie kilkunastu metrów. Pojawiają się najczęściej w pobliżu granicy depresji śródsudeckiej. Można je śledzić na odcinkach o długości setek metrów. Skały występujące w strefach deformacji kruchej mają charakter kataklazytów. Porfiroklasty do 5 mm wielkości tkwią w drobno roztartym tle. W obrębie tła nastąpiła krystalizacja chlorytu i epidotu. W kataklazytach są miejscami wykształcone powierzchnie anizotropii o charakterze foliacji kataklastycznej. Przebiegają one równoległe do foliacji w przyległych zieleńcach. Na powierzchniach tych spotykane jest niekiedy zmarszczkowanie o orientacji zgodnej z lineacją L_2 .

JEDNOSTKA LESZCZYŃCA

Struktury deformacyjne etapu D_1 w jednostce Leszczyńca

Foliacja S_1 w jednostce Leszczyńca wykazuje przeważnie bieg południkowy i stromy upad (fig. 5). Lokalnie jest ona skośna do granic między gnejsami z Paczyna a metabazytami z Ogorzelca. Na diagramie strukturalnym (fig. 6c) zaznacza się pasowy rozrzut położenia foliacji o niemal pionowej osi. Orientacja osi pasa rozrzutu foliacji prze-

biega podobnie jak osie fałdów F_2 (fig. 8c). Lineacja L_1 w metabazytach z Ogorzelca ma łagodne nachylenie ku NNE lub NE (fig. 5, 7c). W gnejsach z Paczyna orientacja lineacji L_1 nie daje na diagramie strukturalnym (fig. 7d) jednolitego maksimum. Jej położenie wykazuje rozrzut w zakresie około 90° .

W metabazytach z Ogorzelca foliacja S_1 jest wyrażona przez równoległe ułożenie ziarn amfibolu, albitu i epidotu oraz występowanie nieregularnych lamin zbudowanych z drobnych blastów albitu. Lineację L_1 wyznacza równoległa orientacja słupków amfibolu (hornblendy lub aktynolitu). Pasowe fenokryształy amfibolu mają niekiedy asymetryczne "ogony" zbudowane z niebieskozielonej hornblendy (pl. III, 3). W cieniach ciśnienia przy euhedralnych megakryształach amfibolu występują hornblenda magnezowa (lub hornblenda aktynolitowa) oraz albit. Lokalnie szczeliny w spękanych kryształach zasklepia aktynolit. Porfiroblasty plagioklazu zawierają wrostki ułożone bezładnie lub tworzące smugi równoległe do foliacji. Niektórym porfiroblastom towarzyszą asymetryczne cienie ciśnienia zawierające aktynolit i chloryt. Asymetria ogonów i cieni ciśnienia towarzyszących kryształom plagioklazu i amfibolu wskazuje na lewoskrętny zwrot ścinania w metabazytach z Ogorzelca. Na lewoskrętne ścinanie wskazuje także położenie ekstensyjnych powierzchni ścinania w tych skałach (pl. IV, 3). Masywne metabazyty z Ogorzelca zachowały strukturę i teksturę właściwą skałom magmowym. Można w nich prześledzić zmienność od skał nie zdeformowanych do wykazujących wyraźne struktury deformacyjne.

W metawulkanitach felsytowych na pierwotną strukturę porfirową nakłada się dobrze rozwinięta foliacja S_1 . Foliację podkreśla równoległa orientacja spłaszczonych ziarn kwarcu tworzących tło skalne. Lineację L_1 w omawianych skałach wyrażają drobne zmarszczkowanie oraz równoległe ułożenie wydłużonych ziarn minerałów ciemnych. Kwarc w metawulkanitach felsytowych występuje nie tylko w tle skalnym, ale tworzy także część fenokryształów. Niektóre z nich są spłaszczone, wygaszają faliście i dzielą się na subziarna. Część fenokryształów ma asymetryczne "ogony" zbudowane z mozaiki drobnych blastów kwarcu. Jednakże, w przeciwieństwie do tła skalnego, wiele fenokryształów kwarcu nie zdradza oznak silnej deformacji. W obrębie tła skalnego omawianych skał występują miejscami monomineralne wstęgi kwarcowe. We wstęgach, na przekrojach równoległych do lineacji L_1 , widoczne jest skośne ułożenie foliacji względem foliacji S_1 w otoczeniu wstęg. Wskazuje to na niekoaksjalny charakter odkształcenia metawulkanitów (Brunel 1980). Fenokryształom albitu towarzyszą dobrze wykształcone, asymetryczne cienie ciśnienia, w których gromadzi się kwarc. Ziarna albitu były deformowane wyłącznie w sposób kruchy. Fragmenty spękanych kryształów uległy niekiedy ścięciowym przemieszczeniom wzdłuż powierzchni skośnych do foliacji. Kinematyczne

wskaźniki zwrotu ścinania: asymetryczne cienie ciśnienia, foliacja we wstęgach kwarcowych skośna do głównej foliacji skały oraz przemieszczone fragmenty pokruszonych ziarn albitu, świadczą o lewoskrętnym zwrocie ścinania.

W metawulkanitach felsytowych występują miejscami laminy wzbogacone w niebieskozieloną hornblendę aktynolitową i epidot. Laminy te przebiegają niekiedy skośnie do foliacji i są zdeformowane w fałdy F_1 (pl. V, 1, 2). Są to fałdy wąskopromienne lub izoklinalne o powierzchniach osiowych równoległych do foliacji S_1 . W klasyfikacji geometryczno-strukturalnej (Ramsay 1967) odpowiadają klasie 1C. Fałdy F_1 można obserwować w metawulkanitach tylko w skali mikroskopowej.

W gnejsach felsytowych foliację S_1 wyraża spłaszczenie oczek kwarcowych, równoległe ułożenie blaszek muskowitu oraz laminacja. Lineację L_1 wyznacza równoległe ułożenie ziarn jasnego łyszczyku oraz orientacja wydłużonych agregatów kwarcowych. Oczka kwarcowe są zbudowane z dużych, plastycznie spłaszczonych kryształów. Większość z nich wykazuje faliste wygaszanie światła i dzieli się na subziarna. Niektóre z oczek są częściowo lub całkowicie zbudowane z agregatu drobnych blastów kwarcu. Drobnodziarnisty agregat zastępuje duże kryształy w miarę stopnia spłaszczenia oczek. W skrajnym przypadku oczka przechodzą w monomineralne laminy kwarcowe. Powoduje to zmianę struktury gnejsu z oczkowej na warstewkową. Można także obserwować proces polegający na przejściu od gnejsów oczkowych do skał o wyglądzie granitów. W tych ostatnich deformacja ogranicza się do silnie zaawansowanej kataklazy.

Kryształy albitu występujące w gnejsach felsytowych uległy deformacji wyłącznie w sposób kruchy. Dużym, często subhedralnym kryształem towarzyszą asymetryczne cienie ciśnienia wypełnione głównie przez kwarc i muskowit. W partiach gnejsów zasobnych w muskowit występują struktury deformacyjne typu S-C. Położenie powierzchni C podkreśla obecność lamin muskowitowych. Powierzchnie S wyrażone są przez orientację części blaszek muskowitu oraz wydłużenie agregatów kwarcowych. Główna foliacja w gnejsach warstewkowych i oczkowych przebiega zgodnie z położeniem powierzchni C. Występowanie struktur deformacyjnych typu S-C w laminach muskowitowych oraz asymetrycznych cieni ciśnienia przy kryształach albitu świadczy o niekoaksjalnej deformacji gnejsów. Wymienione wskaźniki kinematyczne dokumentują lewoskrętny zwrot ścinania podczas deformacji D_1 . Pokrój większości oczek kwarcowych wskazuje natomiast na deformację koaksjalną, miejscami o charakterze spłaszczenia równoosiowego. Rozbieżność tę można tłumaczyć przyjmując, że na duże kryształy kwarcu działała w gnejsach tylko składowa progresywnego skrócenia deformacji (Bell 1985; Bell *et al.* 1986). Odkształcenia typu ścięciowego kumu-

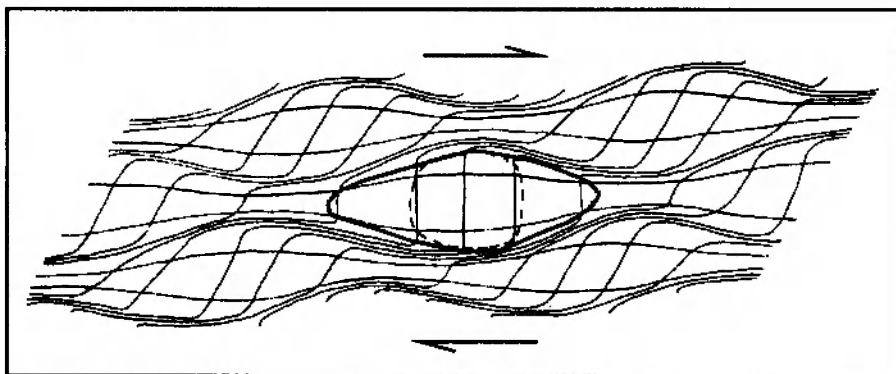


Fig. 11. Rozkład odkształceń w skale poddanej niehomogenicznej deformacji niekoaksjalnej. Megakryształ, obwiedziony grubą linią, ulegał jedynie stopniowemu spłaszczeniu, podczas gdy odkształcenia o znacznym udziale prostego ścinania nastąpiły w jego otoczeniu. Widok na przekroju równoległym do lineacji z rozciągania (wg Bell 1985)

Strain partitioning in a rock subjected to a bulk non-coaxial deformation. Megacryst, outlined with a heavy line, experiences mainly progressive shortening whereas non-coaxial progressive shearing predominates in the zones developed around the megacryst. Section parallel to the stretching lineation (after Bell 1985)

lowały się w wąskich strefach pomiędzy oczkami kwarcowymi (fig. 11). Jeżeli progresywne ścinanie rozwijało się w strefach obejmujących większą partię gnejsów, oczka kwarcowe uległy tam całkowitemu zniszczeniu.

Wśród gnejsów hornblendowych można obserwować pełną zmienność od skał o teksturze bezkierunkowej do odmian wyraźnie złupkowanych. Foliację S_1 podkreśla występowanie nieregularnej laminacji oraz równoległa orientacja części wydłużonych ziarn albitu. Lineację L_1 wyraża równoległe ułożenie słupków amfibolu. Pasowe fenokryształy amfibolu (oliwkowa hornblenda w jądrze) mają niekiedy asymetryczne "ogony" zbudowane z hornblendy aktynolitowej lub aktynolitu. Ogony rozwinęły się również przy niektórych kryształach albitu (pl. IV, 4). Niekiedy mają one geometrię typu δ (Passchier, Simpson 1986). Dużym ziarnom amfibolu i albitu towarzyszą także wyraźnie asymetryczne cienie ciśnienia, w których występują hornblenda aktynolitowa, aktynolit, kwarc i albit. Asymetria cieni ciśnienia oraz ogonów ziarn amfibolu i plagioklazu wskazuje na lewoskrętny zwrot ścinania.

Zespół mineralny pozostający w równowadze w skałach jednostki Leszczyńca podczas deformacji D_1 obejmował hornblendę magnezową (lub hornblendę aktynolitową), albit, epidot, kwarc oraz muskowit i tytanit. Nie wiadomo natomiast, czy jądra megakryształów amfibolu zbudowane z aktynolitu reprezentują wstępny etap przeobrażeń, czy

też metamorfizm starszy od D_1 . W końcowej fazie deformacji trwała pozostawała parageneza: aktynolit, epidot, chloryt, albit i kwarc. Stilpnomelan występuje zarówno w gnejsach, jak i metabazytach. Jego blaszki są niekiedy ustawione skośnie do foliacji S_1 i tworzą rozetkowe skupienia.

Struktury deformacyjne etapu D_2 w jednostce Leszczyńca

Odkształcenia etapu D_2 w jednostce Leszczyńca charakteryzuje duże rozprzestrzenienie deformacji kruchych oraz niepenetratywny charakter deformacji podatnych. Struktury deformacyjne, fałdy F_2 i lineacja L_2 koncentrują się w pobliżu granicy z jednostkami Kowar i Niedamirowa.

Osie fałdów F_2 mają nachylenie ku SE, typowe dla całego badanego obszaru (fig. 8c) lub ku S. W odstonięciach spotyka się także fałdy o wygiętych przegubach, które stopniowo zmieniają swoją orientację. Powierzchnie osiowe fałdów F_2 podkreśla kliważ krenulacyjny, dobrze rozwinięty w gnejsach. Miejscami powierzchnie kliważu podkreśla orientacja blaszek muskowitu i chlorytu. W gnejsach z Paczyna występujących na zachód od Jarkowic (fig. 4) dobrze zaznacza się lineacja L_2 o stromym nachyleniu ku SE. Jest ona równoległa do osi fałdów F_2 . Lineacja L_2 ma charakter lineacji mineralnej jasnego łyszczyku oraz lineacji intersekcyjnej z przecięcia foliacji z kliważem osiowym fałdów F_2 . Równolegle przebiega także zmarszczkowanie. Lineację L_2 w metabazytach wyznacza zmarszczkowanie lub lineacja intersekcyjna. Zmarszczkowanie L_2 , podobnie jak fałdy, wykazuje w omawianych skałach zmienną orientację. Najczęściej spotykane położenie zmarszczek charakteryzuje nachylenie ku S (fig. 8d). Występuje także pełna gama orientacji pośrednich, aż do typowego na pozostałym obszarze upadu lineacji L_2 ku SE. Na ścinanie o zwrocie strop ku SE wskazują w metabazytach z Ogorzelca i gnejsach z Paczyna asymetryczne cienie ciśnienia porfiroklastów oraz ustawienie ekstensyjnych powierzchni ścinania. Zespół mineralny pozostający w równowadze w skałach jednostki Leszczyńca podczas deformacji D_2 obejmował aktynolit, chloryt, epidot, albit, kwarc oraz muskowit.

Odkształcenia kruche metabazytów z Ogorzelca są w badanym terenie najlepiej rozwinięte przy kontakcie z depresją śródsudecką w okolicy Opawy (fig. 4). Znajdujące się tam metabazyty uległy zbrekcjowaniu (Teisseyre 1975). W obrębie brekcji wykształciły się powierzchnie o charakterze foliacji kataklastycznej, przebiegające w przybliżeniu równoległe do foliacji w sąsiadujących metabazytach. Na powierzchniach tych występują zmarszczki o orientacji zgodnej z lineacją L_2 . Odkształcenia kruche w gnejsach z Paczyna zaznaczają się najlepiej w obrębie gruboziarnistych gnejsów felsytowych. Przejawy szczególnie silnej kataklazy spotykane są w gnejsach z Paczyna w okolicach Opa-

wy i Jarkowic (fig. 4). Deformacji kruchej uległy również we wspomnianym rejonie gnejsy hornblendowe. W ich obrębie występują strefy ścinania rozwinięte skośnie do foliacji. Wykazują one charakter zrzutowy normalny, o czym świadczą towarzyszące im wygięcia powierzchni foliacji S_1 . Miąższość kruchych stref ścinania mieści się w zakresie od kilku do kilkudziesięciu milimetrów. W strefach tych minerały uległy pokruszeniu tak, że średnia wielkość klastów nie przekracza 1mm. Przestrzenie między nimi wypełniają drobne blasty chlorytu i epidotu. Sporadycznie występują porfiroklasty o znacznie większych rozmiarach rzędu kilku lub kilkunastu milimetrów. W obrębie omawianych stref rozwinięte są wyraźne powierzchnie anizotropii o charakterze foliacji kataklastycznej.

STRUKTURY DEFORMACYJNE ETAPU D_3

Struktury deformacyjne etapu D_3 są spotykane głównie w jednostkach Niedamirowa i Leszczyńca. Należą do nich: fałdy F_3 , zmarszczkowanie L_3 oraz rysy ślizgowe. Lokalnie z etapem D_3 łączą się także odkształcenia kruche.

Mezoskopowe fałdy F_3 w klasyfikacji geometryczno-strukturalnej (Ramsay 1967) odpowiadają w przybliżeniu klasie 1B czyli fałdom koncentrycznym. Występują wśród nich formy szeroko- i średniopromienne. Osie fałdów F_3 mają przebieg południkowy i z reguły zanurzają się pod niewielkim kątem ku N lub S (fig. 9b). Dla zieleńców z Niedamirowa maksimum orientacji osi fałdów F_3 (fig. 9b) pokrywa się w przybliżeniu z położeniem subhoryzontalnej osi pasa rozrzutu foliacji (fig. 6b). Powierzchnie osiowe fałdów F_3 tworzą z obwiednią duże kąty w zakresie $90-45^\circ$. Są one najczęściej subhoryzontalne. Charakterystyczną cechą struktur F_3 jest ich wyraźna zachodnia asymetria. Mezoskopowe fałdy F_3 mają zróżnicowaną amplitudę od kilku centymetrów do powyżej metra. Obraz kartograficzny wskazuje też na występowanie makrostruktur F_3 o amplitudzie sięgającej setek metrów. Najlepszym przykładem jest przebieg granicy fyllitów i zieleńców w okolicy Kopiny (fig. 4). Głęboka zatoka fyllitów, która rozdziela w tym miejscu zieleńce, jest efektem intersekcji z powierzchnią terenu fałdu F_3 o osi zanurzającej się pod niewielkim kątem ku północy.

Do struktur liniowych związanych z etapem D_3 należą zmarszczkowanie i rysy ślizgowe. Zmarszczki L_3 , w miarę wzrostu swych rozmiarów, łączą się pełną gamą przejść z fałdami F_3 . Obecność rys ślizgowych jest powszechną cechą skał w badanym terenie. Mają one z reguły orientację subhoryzontalną, zbliżoną do biegu foliacji. W miejscach, gdzie współwystępują z fałdami lub zmarszczkami etapu D_3 , są do nich równoległe lub tworzą z nimi niewielki kąt. Miejscami na skrzydłach fałdów F_3 występują rysy ślizgowe zorientowane prost-

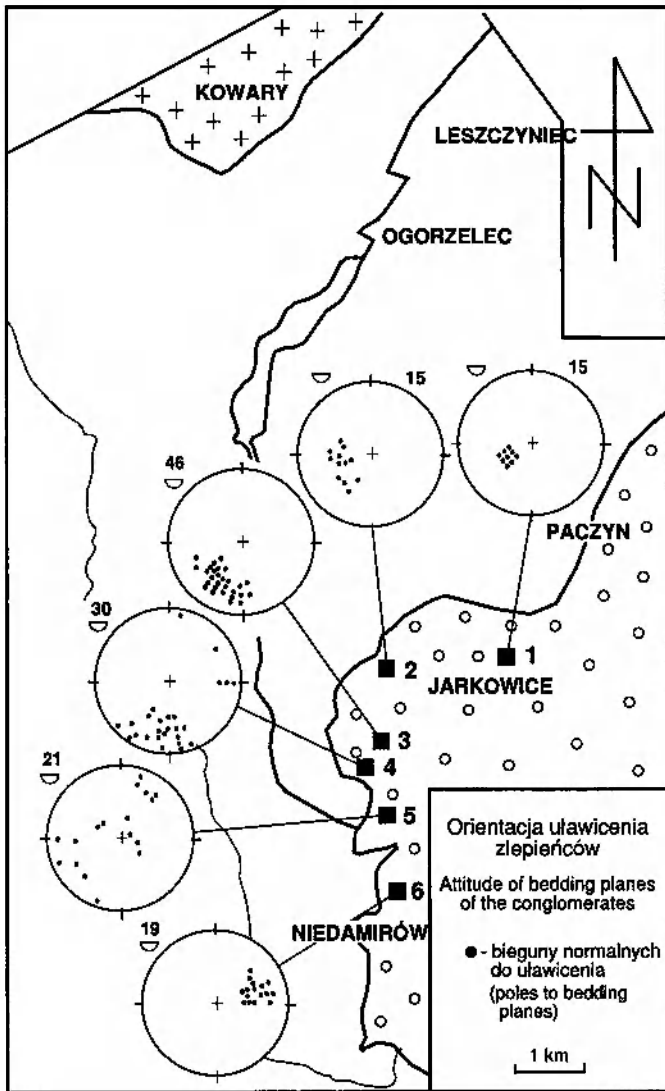


Fig. 12. Orientacja uławicenia zlepieńców (bieguny płaszczyzn) w odsłonięciach położonych przy krawędzi depresji śródsudeckiej (diagramy zestawiono na półkuli dolnej siatki Schmidta). 1 – odsłonięcie Spękane Skały na północ od Jarkowic; 2 – odsłonięcia na północnym zboczu doliny Srebrnika; 3 – odsłonięcia pomiędzy Pańską Górą a Kolebkami; 4 – północna część odsłonięcia Złota Brama; 5 – odsłonięcie koło Opawy; 6 – odsłonięcie pomiędzy Opawą a Niedamirowem

Orientation of the bedding of the conglomerates, in exposures located along the margin of the Intra-Sudetic Basin, plotted on a Schmidt stereogram (lower hemisphere). 1 – Spękane Skały north of Jarkowice village; 2 – north slope of the Srebrnik river valley; 3 – exposures between two summits: Pańska Góra and Kolebki; 4 – northern part of the rocks of Złota Brama; 5 – exposure north of Opawa village; 6 – exposure between two villages: Opawa and Niedamirow

padle do ich przegubów.

Deformacja D_3 spowodowała reorientację uławicenia zlepieńców w przyległej do badanego terenu części depresji śródsudeckiej (fig. 12). W okolicy Jarkowic uławicenie zapada na wschód pod kątem 20 - 30°. W okolicach Opawy upad uławicenia zbliża się do pionowego. Jednocześnie zaznacza się tam rozrzut pasowy związany z obecnością fałdów F_3 (fig. 12). Na południe od Opawy zlepieńce zapadają na zachód. Uławicenie jest tam w przybliżeniu równoległe do foliacji w sąsiadujących zieleńcach. Świadczy to o wspólnym sfałdowaniu formacji metamorficznych i osadowych.

Deformacje kruche etapu D_3 mają niewielkie rozprzestrzenienie w badanym terenie. Położenie rys ślizgowych wskazuje na ich powiązanie z przemieszczeniami o charakterze przesuwczym wzdłuż powierzchni foliacji. Makroskopowe obserwacje zwrotu ścinania w strefach kataklazytów, oparte na ułożeniu porfiroklastów, wskazują na przemieszczenia prawoskrętne.

Reorientacja starszych struktur deformacyjnych, takich jak foliacja S_1 , lineacje L_1 i L_2 oraz przeguby fałdów F_2 , zachodzi nie tylko na skrzydłach mezoskopowych fałdów F_3 , ale także na skalę regionalną. Upad foliacji we wschodniej części badanego terenu rośnie ku wschodowi zmieniając się, poprzez położenie pionowe, na stromy ku zachodowi. Reorientacja foliacji jest efektem występowania południkowej fleksury wschodnich Karkonoszy (Oberc 1960).

DYSKUSJA

Etap kontrakcyjny D_1

W początkowej fazie deformacji D_1 jednostki tektoniczne ulegały metamorfizmowi w różnych warunkach ciśnienia i temperatury (fig. 13):

- a) jednostka Niedamirowa w facji niebieskich łupków,
- b) jednostka Leszczyńca w facji epidotowo-amfibolitowej,
- c) jednostka Kowar w górnym przedziale temperatur facji zieleńcowej przy umiarkowanym ciśnieniu.

W efekcie etapu D_1 jednostki te zostały przemieszczone i ułożone nad sobą (fig. 14). Stopniowe zbliżanie się do siebie jednostek tektonicznych w trakcie deformacji D_1 odzwierciedlają zmiany warunków metamorfizmu w jednostkach Niedamirowa i Leszczyńca (fig. 13). W wyniku tych zmian warunki ciśnienia i temperatury metamorfizmu w końcowej fazie etapu D_1 były we wszystkich jednostkach zbliżone.

Obecne położenie jednostek tektonicznych w profilu pionowym (fig. 14) sugeruje, że przemieszczenia etapu D_1 miały charakter nasunięć. Obecność nasunięć tłumaczy zaleganie jednostki Leszczyńca nad jednostką Niedamirowa, pomimo że pierwsza z nich wykazuje wyższy

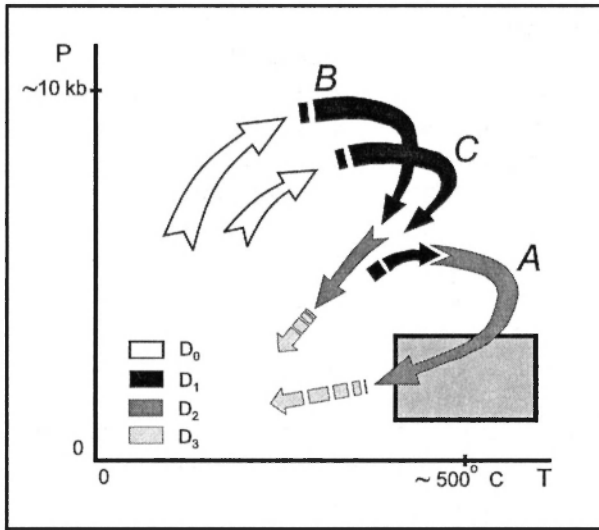


Fig. 13. Schemat ewolucji warunków ciśnienia i temperatury dla poszczególnych jednostek tektonicznych w trakcie czterech kolejnych etapów metamorfizmu i deformacji ($D_0 - D_3$). Zacięniowany prostokąt reprezentuje w przybliżeniu pole metamorfizmu niskociśnieniowego i stosunkowo wysokotemperaturowego związanego z etapem D_2 w jednostce Kowar. A - jednostka Kowar; B - jednostka Niedamirowa; C - jednostka Leszczyńca

Tentative P-T paths for particular tectonic units during the four ($D_0 - D_3$) events. The shaded box represents the approximate field of LP-HT metamorphism connected with D_2 in the Kowary Unit. A - Kowary Unit; B - Niedamirów Unit; C - Leszczyńiec Unit

stopień metamorfizmu niż druga. Za efekt nasunięć można też uznać występowanie jednostek Niedamirowa i Leszczyńca, przeobrażonych w warunkach wysokiego ciśnienia, nad jednostką Kowar reprezentującą metamorfizm średniociśnieniowy.

Na istnieniu dużych jednostek tektonicznych w osłonie granitu Karkonoszy wskazują też dane dostępne z czeskiej części bloku karkonosko-izerskiego (Chaloupský 1965, 1989). Chaloupský wyróżnił tam szereg jednostek o odmiennym stopniu metamorfizmu, które są oddzielone niezgodnościami. Mogą one stanowić jednostki tektoniczne, pomimo że Chaloupský interpretuje je jako osobne piętra strukturalne. Zdaniem autora jednostka Kowar stanowi ekwiwalent grupy Velkej Upy w podziale Chaloupský'ego (1989), a jednostka Niedamirowa jest odpowiednikiem grupy Ponikli i grupy Radczic.

Nasuwanu jednostek Niedamirowa i Leszczyńca w etapie D_1 towarzyszyła znaczna dekompresja tworzących je zespołów skalnych, od warunków ciśnienia charakterystycznych dla facji niebieskich łupków (w przypadku jednostki Niedamirowa) i epidotowo-amfibolitowej (w przypadku jednostki Leszczyńca) do warunków facji zieleńcowej (fig.

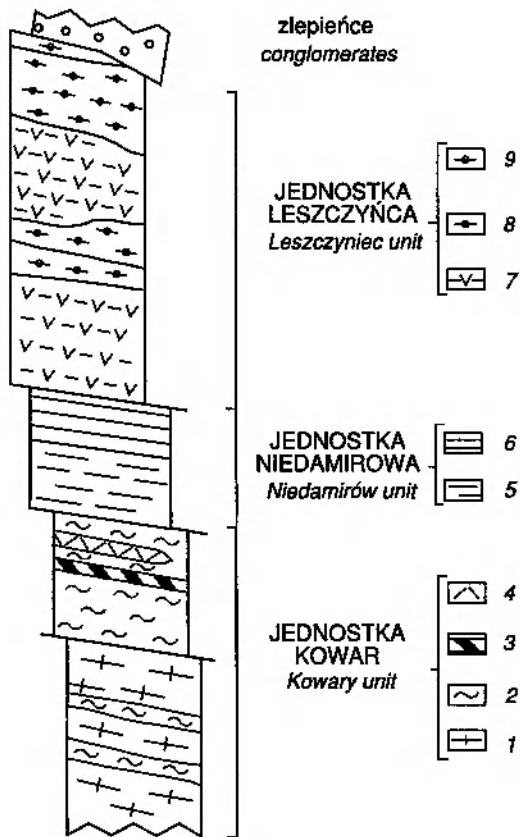


Fig. 14. Schematyczny profil pionowy przez jednostki tektoniczne badanego terenu. 1 – gnejsy z Kowar; 2 – łupki biotytowo-muskowitowe i muskowitowe; 3 – metabazyty smużyste; 4 – łupki kwarcowo-skalieniowe; 5 – fyllity; 6 – zieleńce z Niedamirowa; 7 – metabazyty z Ogorzelca; 8 – gnejsy z Paczyna hornblendowe; 9 – gnejsy z Paczyna felsytowe

Schematic vertical section across the tectonic units of the study area. 1 – Kowary gneisses; 2 – biotite-muscovite and muscovite schists; 3 – striped metabasites; 4 – quartz-feldspathic schists; 5 – phyllites; 6 – Niedamirow greenstones; 7 – Ogorzelec metabasites; 8 – hornblende Paczyn gneisses; 9 – felsic Paczyn gneisses

13). Przyczyną tego zjawiska mogła być szybka erozja lub tektoniczne usunięcie nadkładu. Początkowa faza nasuwania wiązała się z paragenezą opisaną w zieleńcach z Niedamirowa: glaukofan (lub krossyt), granat, epidot, chloryt, kwarc i albit. Świadczy o tym ułożenie kryształów amfibolu sodowego zgodnie z lineacją L_1 . Pograżenie zespołów skalnych, włączonych następnie w skład jednostek Niedamirowa i Leszczyńca, aż do strefy metamorfizmu facji niebieskich łupków poprzedzało etap formowania nasunięć (D_1) i mogło być związane z procesem subdukcji. Na związek metamorfizmu wysokociśnieniowego w skałach

Tabela (Table) 3

Zestawienie danych dotyczących orientacji struktur, kinematyki deformacji i metamorfizmu dla etapów D₁ i D₂ w wyróżnionych jednostkach tektonicznych
Summarized geometric, kinematic and petrological data for the deformations D₁ and D₂ in the distinguished tectonic units

	Jednostka Kowar Kowary Unit	Jednostka Niedamiro- wa Niedamirów Unit	Jednostka Leszczyńca Leszczyniec Unit
Średnie położenie powierzchni foliacji Mean attitude of foliation	10/65E	180/80W	25/85E
Średnia orientacja lineacji L ₁ Mean attitude of lineation L ₁	135/55	10/50	25/35
Zwrot przemieszczeń w trakcie etapu D ₁ Sense of shear during D ₁	strop ku WNW top to WNW	prawoskrętny, strop ku WSW dextral, top to WSW	lewoskrętny sinistral
Warunki metamorfizmu podczas etapu D ₁ Metamorphic conditions during D ₁	górny przedział facji zieleńcowej upper greenschist facies	faza początkowa: facja niebieskich łupków faza końcowa: facja zieleńcowa initial phase: blueschist facies final phase: greenschist facies	faza główna: facja epidotowo-amfibolitowa faza końcowa: facja zieleńcowa main phase: epidote-amphibolite facies final phase: greenschist facies
Średnia orientacja lineacji L ₂ Mean attitude of lineation L ₂	105/65	115/70	115/70
Zwrot przemieszczeń w trakcie etapu D ₂ Sense of shear during D ₂	strop ku ESE (kinematyka uskoku normalnego) top to ESE (normal shear)	strop ku ESE (kinematyka uskoku normalnego) top to ESE (normal shear)	strop ku ESE (kinematyka uskoku normalnego) top to ESE (normal shear)
Warunki metamorfizmu podczas etapu D ₂ Metamorphic conditions during D ₂	facja zieleńcowa/amfibolitowa o niskim gradiencie P/T greenschist/amphibolite facies with low P/T gradient	facja zieleńcowa greenschist facies	facja zieleńcowa greenschist facies

Grzbietu Lasockiego z subdukcją wskazywał już uprzednio Wieser (1978).

Penetratywna foliacja S₁ i lineacja L₁ powstały w wyniku niekoaksjalnego ścinania w warunkach podatnych. Jedynie część gnejsów kowarskich została odkształcona w trakcie etapu D₁ w sposób koaksjalny. W dzisiejszym układzie odniesienia, transport tektoniczny zachodził ku WNW w jednostce Kowar, ku WSW w jednostce Niedamiro-wa i ku NNE w jednostce Leszczyńca (fig. 5, tab. 3). Odmienna

orientacja lineacji L_1 w dwóch pierwszych jednostkach jest przypuszczalnie związana z fleksuralnym wygięciem foliacji wzdłuż wschodniej krawędzi bloku karkonosko-izerskiego. Skały tworzące jednostki Kowar i Niedamirowa przedłużają się w południową okrywą granitu Karkonoszy, gdzie obecna w nich lineacja L_1 ma jednakowe nachylenie ku ESE (Maska 1954; Chaloupsky 1989). Można zatem sądzić, że pierwotnie kierunek transportu tektonicznego w obu jednostkach był ku WNW. Nie wiadomo natomiast, czy obecne położenie lineacji L_1 w jednostce Leszczyńca, odmienne niż w całym bloku karkonosko-izerskim, wynika z późniejszej reorientacji struktur L_1 , czy też dokumentuje transport tektoniczny ku NNE. Mimo różnej orientacji lineacji L_1 w jednostkach Leszczyńca i Niedamirowa, na wspólną ewolucję obu tych jednostek w etapie D_1 wskazuje duże podobieństwo ich ścieżek metamorfizmu (fig. 13).

Etap ekstensyjny D_2

Struktury deformacyjne etapu D_2 wskazują na regionalny kolaps grawitacyjny ku ESE (fig. 5, tab. 3). Przez kolaps grawitacyjny (ang.: gravitational collapse) autor rozumie wielkoskalowe przemieszczenia o kinematyce uskoku normalnego. W badanym terenie przemieszczenia te spowodowały sukcesywne podnoszenie ku zachodowi jednostek tektonicznych coraz niżej położonych w profilu pionowym (fig. 15). Obecna orientacja foliacji o stromym upadzie ku ESE odpowiada w przybliżeniu położeniu stref ścinania oddzielających poszczególne jednostki. Foliacja S_2 wykształciła się równoległe do tych stref, a starsza foliacja S_1 uległa pasywnej reorientacji (fig. 10). Główne strefy przemieszczeń były zlokalizowane wzdłuż wschodniej granicy jednostki Kowar oraz wzdłuż zachodniej krawędzi depresji śródsudeckiej. Pierwsza z nich miała charakter podatny, a druga kruchy. Rozwinęły się one jednocześnie na różnych poziomach litosfery. Potwierdza to kinematyka uskoków normalnych ograniczających depresję śródsudecką od zachodu (Teisseyre 1975; Dziedzic, Teisseyre 1990). Jest ona zgodna z kinematyką deformacji podatnej we wschodniej okrywie granitu Karkonoszy.

Najniżej leżąca jednostka Kowar została zdeformowana podczas etapu D_2 w sposób podatny i penetratywny. Gnejsy kowarskie uległy rozbiciu na szereg odmiennie zorientowanych bloków, rozdzielonych pasmami tektonicznie wklonowanych łupków muskowitzowo-biotytowych. Deformacji D_2 towarzyszył wysokotemperaturowy i niskociśnieniowy metamorfizm jednostki Kowar (fig. 13). Na obecnym etapie badań trudno rozstrzygnąć, czy był on rezultatem termicznego oddziaływania intruzji granitu Karkonoszy, czy też wiązał się częściowo z szybkim wyniesieniem i dekompresją najniżej położonej jednostki tektonicznej. Jednostki Niedamirowa i Leszczyńca występujące w tekto-

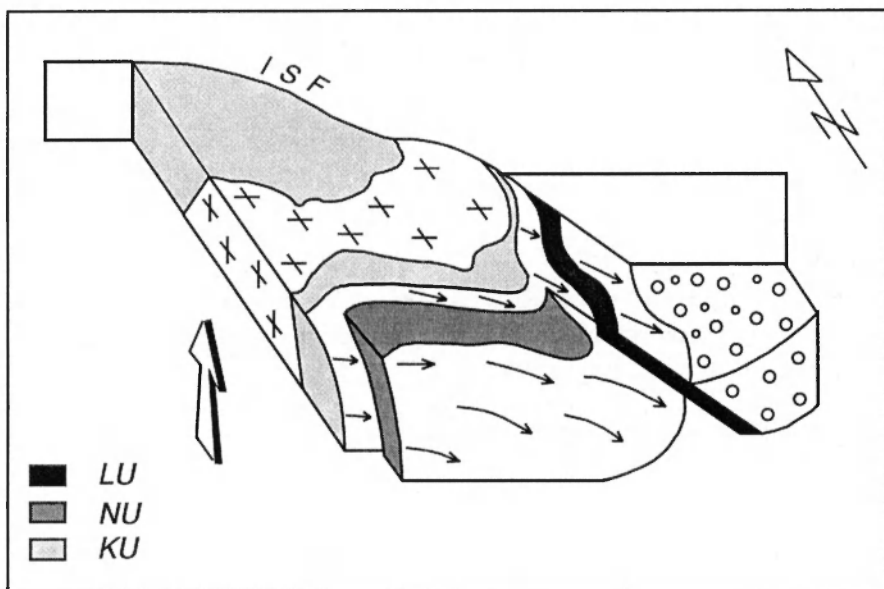


Fig. 15. Schematyczny blokdigram obrazujący kinematykę końcowej fazy deformacji D₂ we wschodniej części bloku karkonosko-izerskiego. Strzałki wskazują wektory przemieszczeń. KU – jednostka Kowar; NU – jednostka Niedamirowa; LU – jednostka Leszczyńca; ISF – uskók śródsudecki

Schematic block diagram showing the kinematics during the late phase of D₂ deformation in the eastern part of the Karkonosze-Izera Block. Arrows indicate displacement vectors. KU – Kowary Unit; NU – Niedamirów Unit; LU – Leszczyniec Unit; ISF – Intra-Sudetic Fault

nicznym nadkładzie jednostki Kowar uległy w etapie D₂ deformacji podatno-kruczej i przeszły metamorfizm niskiego stopnia w facji zieloncowej (fig. 13). W końcowej fazie deformacji D₂ warunki metamorfizmu we wszystkich jednostkach były podobne (tab. 3).

Występowanie w badanym terenie kolapsu grawitacyjnego ku ESE wskazuje na działanie w etapie D₂ ekstensji o kierunku WNW-ESE. Tłumaczy ona szybkie obniżanie się podłoża depresji śródsudeckiej i związaną z nim sedymentację gruboklastycznych osadów lądowych o miąższości 4000 m. Można sądzić, że z końcową fazą etapu D₂ wiązała się intruzja granitu Karkonoszy. Działanie regionalnej ekstensji wyjaśnia powstanie kopuły Strużnicy we wschodniej części tej intruzji (fig. 16). Już uprzednio była ona interpretowana jako wielka szczelina z rozciągania będąca miejscem wznoszenia się magmy (Cloos 1925; Petraschek 1943; Mierzejewski 1973). Wydłużenie kopuły Strużnicy w kierunku NNE-SSW prostopadle do kierunku ekstensji w etapie D₂ potwierdza te interpretacje i wskazuje na związek intruzji granitu z kolapsem grawitacyjnym w skałach osłony. Związek ten dokumentuje

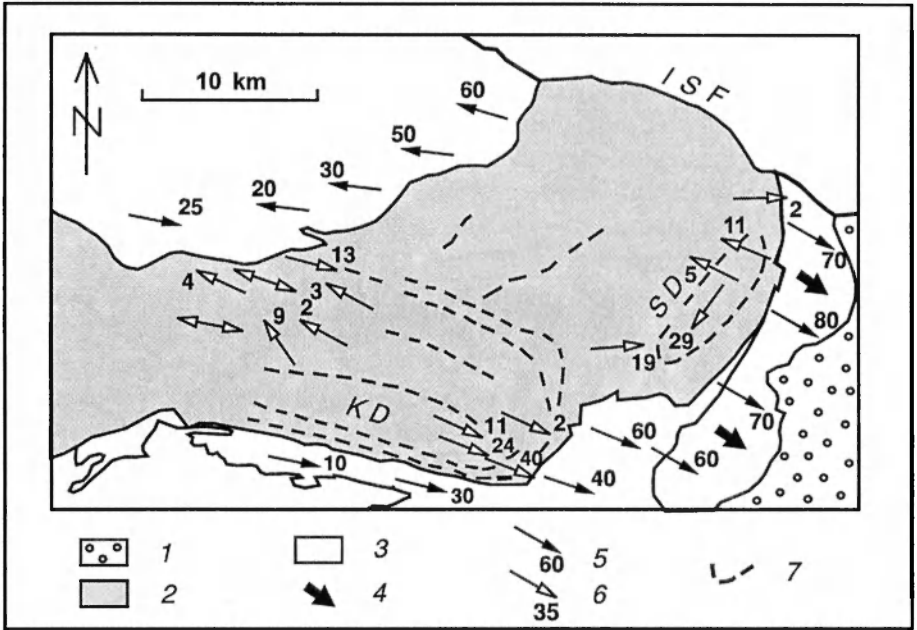


Fig. 16. Schematyczna mapa wschodniej części bloku karkonosko-izerskiego obrazująca związek pomiędzy strukturami w granicie Karkonoszy a strukturami etapu D₂ w osłonie metamorficznej. 1 – zlepienie; 2 – granit Karkonoszy; 3 – okrywa metamorficzna; 4 – kierunek kolapsu w okrywie granitu; 5 – orientacja lineacji L₂ w okrywie granitu; 6 – orientacja lineacji magnetycznej w granicie (wg Diot *et al.* 1994); 7 – orientacja szlirów biotytowych w granicie (wg Cloos 1925); ISF – uskoc śródsudecki; SD – kopuła Strużnicy; KD – kopuła Karkonoszy

Relationships between structures in the granite and D₂ deformation in the eastern metamorphic envelope of the Karkonosze pluton. 1 – conglomerates; 2 – Karkonosze granite; 3 – metamorphic envelope; 4 – direction of collapse in the envelope of the granite; 5 – attitude of L₂ in the envelope of the granite; 6 – attitude of the magnetic lineation in the granite (after Diot *et al.* 1994); 7 – strike of biotite schlieren (after Cloos 1925); ISF – Intra-Sudetic Fault; SD – Strużnica dome; KD – Karkonosze dome

także występowanie w granicie Karkonoszy lineacji magnetycznej równoległej do lineacji L₂ w skałach osłony (Diot *et al.* 1994).

Etap D₃

W trakcie etapu D₃ foliacja w jednostkach Niedamirowa i Leszczyńca uległa sfałdowaniu w południkową fleksurę wschodnich Karkonoszy (Oberc 1960). Powierzchnie foliacji, pierwotnie zapadające ku wschodowi, zostały zrotowane wokół osi o orientacji zbliżonej do ich biegu. Wielkość rotacji na skrzydle fleksury można ocenić na podstawie różnicy położenia osi pasa rozrzutu foliacji spowodowanego przez

fałdy F_2 (fig. 6). Pomiędzy jednostkami Kowar a Niedamirowa różnica ta sięga $35 - 40^\circ$. Dalej ku wschodowi fleksura zaznacza się także w dolnokarbońskich zlepieńcach depresji śródsudeckiej (Dziedzic, Teisseyre 1990). W skałach metamorficznych rysy ślizgowe i deformacje podatno-krucho wskazują na prawoskrętne ruchy przesuwcze wzdłuż kierunku NNE-SSW podczas etapu D_3 .

Wiek deformacji

Wiek deformacji D_1 i związanego z nią metamorfizmu we wschodniej okrywie granitu Karkonoszy nie zostały dotychczas określone. Dolną granicę stanowi dla nich wiek protolitu gnejsów z Kowar i metabazytów z Ogorzelca datowany na około 500 mln lat (Oliver *et al.* 1993). Pośrednio czas trwania etapu D_1 ogranicza od dołu sylurski wiek wapieni tworzących wkładki w fyllitach południowej okrywy granitu Karkonoszy (Perner 1919; Chlupač 1953). Fyllity te stanowią kontynuację fyllitów wchodzących w skład jednostki Niedamirowa (Chaloupský 1989). Czas trwania deformacji D_2 określa w przybliżeniu wiek głównej odmiany granitu Karkonoszy oznaczony na około 330 mln lat (Duthou *et al.* 1991) oraz dolnokarboński wiek sedymentacji zlepieńców w depresji śródsudeckiej. Deformacja D_3 miała miejsce po intruzji granitu Karkonoszy. Nastąpiła ona po zakończeniu sedymentacji górnowieńskich zlepieńców kulmu ze Szczawna. Świadczy o tym reorientacja uławicenia tych zlepieńców przez fleksurę wschodnich Karkonoszy w rejonie Niedamirowa (fig. 12).

Podsumowanie

Przedstawiony model ewolucji strukturalno-metamorficznej nawiązuje do poglądów uznających wschodnią okrywę granitu Karkonoszy za zespół jednostek tektonicznych o różnej historii (Kodym, Svoboda 1948; Oberc 1960; Szałamacha, Szałamacha 1968). Interpretacja kierunków transportu tektonicznego znacznie odbiega od starszych koncepcji nawiązujących jedynie do wergencji fałdów i traktujących lineację mineralną jako tzw. lineację B (Kodym, Svoboda 1948; Oberc 1960). Ustalona sekwencja struktur deformacyjnych odpowiada w przybliżeniu sekwencji przedstawionej przez Teisseyre'a (1973). Autor nie stwierdził tylko najmłodszej generacji fałdów (z Wieściszowic) opisaną przez tego badacza w północnej części wschodniej okrywy granitu Karkonoszy. Zebrane dane wskazują na synkinematyczny charakter metamorfizmu w badanym terenie. Historia metamorfizmu różniła się w poszczególnych jednostkach tektonicznych.

WNIOSKI

Ewolucja strukturalno-metamorficzna wschodniej okrywy granitu Karkonoszy przebiegała w trzech etapach:

1. Etap kontrakcyjny D_1 obejmował metamorfizm i nasunięcie się na siebie trzech głównych jednostek tektonicznych. Zostały one przemieszczone z odległych od siebie stref różniących się gradientem P/T metamorfizmu. Na początku etapu D_1 jednostki Niedamirowa i Leszczyńca znajdowały się w warunkach metamorfizmu wysokociśnieniowego niskiego stopnia, odpowiednio w facjach: niebieskich łupków i epidotowo-amfibolitowej. Zostały one nasunięte na jednostkę Kowar, która była objęta metamorfizmem facji zieleńcowej przy umiarkowanym ciśnieniu. Nasuwaniu towarzyszyło obniżenie gradientu P/T w dwóch pierwszych jednostkach i ujednoczenie warunków metamorfizmu pod koniec etapu D_1 . Deformacja związana z etapem D_1 miała charakter podatny i doprowadziła do wykształcenia w skałach penetratywnej foliacji S_1 i lineacji L_1 . Transport tektoniczny był skierowany ku WNW w jednostkach Kowar i Niedamirowa oraz ku NNE w jednostce Leszczyńca.

2. W etapie ekstensyjnym D_2 na skalę regionalną rozwinął się kolaps grawitacyjny ku ESE. Spowodował on sukcesywne podnoszenie ku zachodowi jednostek tektonicznych coraz głębiej położonych w profilu pionowym. Deformacja związana z etapem D_2 zachodziła jednocześnie na różnych głębokościach przy różnym uplastycznieniu skał. Świadczy o tym jej zmienność od podatnego ścinania w jednostce Kowar, przez deformacje podatno-kruche w jednostkach Niedamirowa i Leszczyńca, po tworzenie kruchych uskoków na granicy z depresją śródsudecką. Z ekstensją o kierunku WNW-ESE, w trakcie etapu D_2 , były związane szybkie obniżanie się podłoża depresji śródsudeckiej oraz intruzja granitu Karkonoszy.

3. W końcowym etapie D_3 powstała południkowa fleksura wschodnich Karkonoszy. Miało to miejsce po osadzeniu się zlepieńców kulmu ze Szczawna. Tworzeniu się fleksury towarzyszyła deformacja podatno-krucha związana przypuszczalnie z przemieszczeniami przesuwczymi o kierunku NNE-SSW.

Podziękowania

Pracę wykonano dzięki dotacji na działalność statutową Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego w latach 1988-1993 (poz. III-3). Krytyczne uwagi dra P. Aleksandrowskiego, dra hab. R. Kryzy i prof. dr hab. T. Oberc-Dziedzic z Uniwersytetu Wrocławskiego pomogły ulepszyć końcową wersję tekstu.

LITERATURA

- BAKUN-CZUBAROW N., SMULIKOWSKI W., 1993. Serpentine stock south of Niedamirow - Lasocki Range, Sudetes, compared with other circum-Karkonosze ultramafic bodies. *Geol. Sudetica*, 27 (1-2), 65 - 93.
- BELL T. H., 1985. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamor-

- phic rocks: a radical reinterpretation. *Jour. Metamorphic Geol.*, 3, 109 – 118.
- BELL T. H., RUBENACH M. J., FLEMING P. D., 1986. Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. *J. Metamorphic Geol.*, 4, 37 – 67.
- BERG G., 1912. Die krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. *Abh. Preuss. Geol. L. A.*, 28: 188 s.
- BERG G., 1941. Geologische Karte des Deutschen Reiches, Blatt Schmiedeberg und Tschopsdorf, 1:25000, Preuss. Geol., L. A.; Berlin.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *Jour. Struct. Geol.*, 1, 31 – 42.
- BRUNEL M., 1980. Quartz fabrics in shear zone mylonite: evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics*, 64, 33 – 44.
- CHAB J., VRANA S., 1979. Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonoše-Jizera crystalline complex and their geological significance. *Věst. Ústř. úst. geol.*, 54, 143 – 150.
- CHALOUPSKÝ J., 1965. Metamorphic development of the Krkonoše crystalline complex. *Krystalinikum*, 3, 31 – 54.
- CHALOUPSKÝ J., (ed.) 1989. Geologie Krkonoše a Jizerských hor. *Ústř. Úst. geol.*, p. 1 – 288, Praha.
- CHLUPAČ I., 1953. Finding of grapholites in metamorphosed Silurian of Zelezny Brod in Podkrkonosi. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 28, 213 – 215.
- CLOOS H., 1925. Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien, 194 p. Berlin.
- COBBOLD P. R., QUINQUIS H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Jour. Struct. Geol.*, 2, 119 – 126.
- DIOT H., MAZUR S., COUTURIE J. P., 1994. Magmatic structures in the Karkonosze granite and their relation to tectonic structures in the eastern metamorphic cover. Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area, Wrocław, Abstracts, 36 – 39.
- DUTHOU J. L., COUTURIE J. P., MIERZEJEWSKI M. P., PIN C., 1991. Oznaczenia wieku granitu Karkonoszy metodą izochronową, rubidowo-strontową, na podstawie całych próbek skalnych. *Przepl. Geol.*, 2, 75 – 79.
- DZIEDZIC K., TEISSEYRE A. K., 1990. The Hercynian molasse and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 179 (2/3), 285 – 305.
- GAPAIS D., WHITE S. H., 1982. Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Textures and Microstructures*, 5, 1 – 17.
- GUIRAUD M., BURG J. P., 1984. Mineralogical and petrological study of a blueschist metatuff from the Železny Brod crystalline complex, Czechoslovakia. *N. Jb. Miner. Abh.*, 149 (1), 1 – 12.
- GÜRICH G., 1882. Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. *Z. Dt. Geol. Ges.*, 34, 691 – 734.
- JUSKOWIAK O., 1957. Głaukofanowa facja metamorficzna we wschodnim obrzeżeniu masywu jeleniogórskiego. *Kwart. Geol.*, 1 (1), 127 – 130.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948. Kaledonska příkrovova stavba Krkonoše a Jizerských Hor. *Sb. St. Geol. Úst.*, 15, 109 – 160.
- KRYZA R., MAZUR S., 1995. Contrasting metamorphic paths in the eastern margin of the Karkonosze-Izera Block, SW Poland. *N. Jb. Miner. Abh.*, 169 (2), 157 – 192.
- KRYZA R., MAZUR S., PIN C., 1994. Leszczyniec Meta-igneous Complex in the eastern part of the Karkonosze-Izera Block: trace element and Nd isotope variation.

- Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area, Wrocław, Abstracts, 67 – 70.
- KRYZA R., MAZUR S., PIN C., 1995. Leszczyniec Meta-igneous Complex in the eastern part of the Karkonosze-Izera Block: trace element and Nd isotope study. *N. Jb. Miner. Abh.*, - w druku.
- LISTER G. S., SNOKE A. W., 1984. S-C mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, 6, 617 – 638.
- MADEY P., 1976. Zdjęcie geologiczne okolic Niedamirowa. Praca magisterska - niepublikowana.
- MALAVIEILLE J., 1987. Extensional shearing deformation and kilometer-scale "a"-type folds in a Cordilleran Metamorphic Core Complex (Raft River Mountains, north-western Utah). *Tectonics*, 6 (4), 423 – 448.
- MAŠKA M., 1954. K Tektonické Analýze Krystalinika. *Knih. Ustr. Ust. geol.*, 27, p. 258, Praha.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1973. Orientation of feldspar megacrysts in relation to the evolution and structures of granitic Karkonosze pluton. *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silesie (XV-eme Session de l'AZOPRO)*, s. 138 – 145, Warszawa.
- MOCHNACKA K., 1967. The geology of the polymetallic deposits at Kowary (Lower Silesia). *Przegl. Geol.*, 40, 59 – 66.
- NARĘBSKI W., 1968. Geochemistry and the problem of origin of metabasic rocks of the Rudawy Janowickie Mts. (Eastern Karkonosze). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. geol. géogr.*, 16 (1), 1 – 7.
- NARĘBSKI W., 1980. Paleotectonic setting of circum-Karkonosze spilite-keratophyre suites based on the geochemistry of iron group elements. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 50, 3 – 25.
- NARĘBSKI W., TEISSEYRE J. H., 1971. On petrogenesis of the Paczyn gneisses in the West Sudetes. *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. geol. géogr.*, 19, 193 – 203.
- NARĘBSKI W., DOSTAL J., DUPUY C., 1986. Geochemical characteristics of Lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the Western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. *N. Jb. Miner. Abh.*, 155 (3), 243 – 258.
- OBERC J., 1960. Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. *Acta Geol. Polon.*, 10 (1), 1 – 48.
- OBERC J., 1961. An outline of the geology of the Karkonosze-Izera Block. *Zesz. Nauk. Uniwersytetu Wrocławskiego*, t. IV, seria B, 8, 139 – 170.
- OLIVER G. J. H., CORFU F., KROGH T. E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Jour. of London Geol. Society*, 150, 355 – 369.
- PASSCHIER C. W., SIMPSON C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Jour. Struct. Geol.*, 8, 831 – 844.
- PATOČKA F., PIVEC E., OLIVERIOVA D., 1994. The mafic blueschists from the Rychory Mts. crystalline complex (Western Sudetes, Bohemian Massif): metamorphic development and possible protolith composition. Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area, Wrocław, Abstracts, 87 – 90.
- PERNER J., 1919. Silurian in Krkonoše. *Čas. Mus. Kral. ces.*, 43, 33 – 34.
- PETRASCHEK W. E., 1943. Einige Beziehungen zwischen Intrusionstektonik und Lagerstättenverteilung. *Geol. Rundschau*, 34 (1), 38 – 54.
- RAMSAY J. G., 1967. Folding and fracturing of rocks. p. 1 – 568, New York.
- SCHWARZBACH M., 1943. Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. *Geol. Rundschau*, 34 (1), 13 – 34.
- SIMPSON C., SCHMID S. M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 1281 – 1288.
- SMULIKOWSKI K., 1952. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21 (1), 67 – 124.

- SMULIKOWSKI W., 1992. Klasyfikacja i nomenklatura skał metamorficznych w świetle prac podkomisji ds. systematyki skał metamorficznych Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych. *Przegl. Geol.*, 40(2), 120 – 126.
- SMULIKOWSKI W., 1994. Metamorphic evolution of the East Karkonosze polymetamorphic complex in Lasocki Range, West Sudetes. Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area, Wrocław, Abstracts, 93 – 97.
- SZAŁAMACHA J., 1957. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Szczepanów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., 1958. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Czepiel. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1958. Uwagi o metamorfizmie serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa. *Przegl. Geol.*, 8-9, 353 – 356.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1967. Seria Niedamirowa w świetle nowego strukturalnego podziału wschodniej części okrywy granitu karkonoskiego. *Kwart. Geol.*, 3, 243 – 257.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1968. The metamorphic series of the Karkonosze-Izera Mountains Block. *Inst. Geol. Biul.*, 222, 33 – 76.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1991. Ofiolit Leszczyńca w Rudawach Janowickich. *Inst. Geol. Biul.*, 367: 61 – 84.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957. Regionalna geologia Polski, t. III, Sudety. 242 – 269. Pol. Tbw. Geol. Kraków.
- TEISSEYRE J. H., 1971. O wieku i następstwie warstw w skałach metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockiego. *Geol. Sudetica*, 5, 165 – 210.
- TEISSEYRE J. H., 1973. Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockiego. *Geol. Sudetica*, 8, 7 – 120.
- TEISSEYRE A. K., 1975. Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. *Geol. Sudetica*, 9 (2), 1 – 135.
- WIESER T., 1978. Glauconiferous schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasocki range, Sudetes). *Mineralogia Polon.*, 9, 35 – 56.
- WINCHESTER J. A., FLOYD P. A., CHOCYK M., HORBOWY K., KOZDRÓJ W., 1995. Geochemistry and tectonic environment of Ordovician meta-igneous rocks in the Rudawy Janowickie Complex, SW Poland. *Jour. of London Geol. Society*, 152, 105 – 115.
- ZIMNOCH E., 1967. Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu. *Geol. Sudetica*, 3, 251 – 288.

Stanisław MAZUR

STRUCTURAL AND METAMORPHIC EVOLUTION OF THE COUNTRY ROCKS AT THE EASTERN CONTACT OF THE KARKONOSZE GRANITE IN THE SOUTHERN RUDAWY JANOWICKIE MTS AND LASOCKI RANGE⁴

SUMMARY

INTRODUCTION

The eastern margin of the Karkonosze-Izera Block is a longitudinally aligned metamorphic belt, between the Variscan Karkonosze pluton, to the

⁴ Manuscript received 26 February 1995, accepted 11 September 1995.

west, and the Carboniferous-Permian Intrasudetic Basin, to the east (Fig. 1). It consists mainly of gneisses, mica schists, phyllites and metabasites and has been considered variously as:

(I) Early Paleozoic sequence, metamorphosed and deformed during a late Caledonian orogenic event (Berg 1912; Maška 1954; Teisseyre 1973);

(II) composed of a few units of Precambrian and Early Paleozoic age, separated by unconformities (Chaloupský 1965, 1989) or tectonic contacts (Kodym, Svoboda 1948; Oberc 1960; Szalamacha, Szalamacha 1968).

In this paper new data are presented which allowed the reconstruction of the structural and metamorphic history of the area.

PREVIOUS STUDIES

Several lithostratigraphic and tectonic subdivisions have been proposed for the metamorphic series east of the Karkonosze granite (Fig. 2 A, B, C, D). The first detailed structural data were provided by Cloos (1925). Kodym, Svoboda (1948) suggested a S-directed overthrust of the higher-grade metamorphic gneisses and mica schists on the lower-grade phyllites and metabasites. According to Maška (1954), the foliation and lineation were reoriented by a N-S striking monocline extending along the eastern margin of the Karkonosze granite. Oberc (1960, 1961) assumed several phases of folding due to N-S shortening followed by westward overthrusting of the easternmost Leszczyniec Unit. Teisseyre (1971, 1973) considered the whole rock assemblage to be stratigraphically equivalent to the Ordovician-Silurian sequence of the southern part of the Karkonosze-Izera Block. He distinguished four deformation events in the area which were thought to be related to the latest phases of the Caledonian orogeny. Teisseyre interpreted the metamorphic series to represent conditions transitional between the Qtz-Ab-Ep-Alm zone of the greenschist facies and the almandine-amphibolite facies.

A mineral assemblage of sodic amphibole (glaucofane), garnet, epidote, quartz, albite, sphene and barroisitic actinolite-hornblende was described by Wieser (1978) from Mt. Kopina (Fig. 4). He concluded that the rocks represent the low to high chlorite zone of the greenschist and blueschist facies. The high pressure - low temperature metamorphism was interpreted by that author as connected with subductional underthrusting and to have been preceded by the ocean-floor metamorphism of the original sequence.

Kryza, Mazur (1995) proposed a tectono-lithostratigraphic scheme (Fig. 3) based on a new geological map of the area (Fig. 4). Each of the distinguished units was thought to be characterized by a different metamorphic history.

The geochemistry of the igneous-derived rocks of the Leszczyniec Unit was studied by Narębski (1968, 1980) and Narębski *et al.* (1986). The basic rocks were found to display trace element abundances and ratios typical of immature island arc tholeiites, while acidic rocks to compare well with Si-rich trondhjemites. More recent data (Kryza *et al.* 1994; Winchester *et al.* 1995) suggest higher diversity among the rocks of the study area. Some of the metabasites display distinct similarities to MORB.

The protolith ages of the metamorphic series east of the Karkonosze granite are still poorly-constrained. Recent U-Pb dating (Oliver *et al.* 1993)

has yielded the following ages: 500 ± 5 Ma for a Leszczyniec felsic metavolcanic rock, 492 ± 2 Ma for a Leszczyniec metagabbro, and 481 - 492 Ma for a Kowary gneiss.

PETROGRAPHY

The general petrography of main lithologies below follows the lithostratigraphic scheme of Kryza and Mazur (Fig. 3). Modal compositions of representative samples are presented in Table 1.

Kowary Gneiss Group

Biotite-muscovite schists

These form intercalations up to a few hundred meters thick within the Kowary gneisses. The planar texture of these rocks is defined by small-scale differentiation of quartz and micas. They consist of quartz with minor plagioclase (up to 20% An), and white mica, biotite, chlorite, locally garnet, and accessory opaques, tourmaline and apatite. Intergrowths of biotite and chlorite are very common. Garnet forms large, distinctly zoned (almandine rich rims) porphyroblasts (Kryza, Mazur 1995) with well-developed pressure shadows filled with white mica, chlorite and quartz (Pl. I, 1). The porphyroblasts often contain linear inclusion trails of quartz oblique to the foliation (Pl. I, 2).

Kowary gneisses

These are coarse-grained rocks typically with an augen texture developed around variably deformed and recrystallized K-feldspar megacrysts (Pl. I, 3). Other components are albite (< 10% An), quartz, biotite, white mica, chlorite and accessory hematite, epidote, apatite, tourmaline and zircon. Replacement intergrowths of chlorite in biotite are abundant. Plagioclase is usually subhedral and often cloudy in appearance. Two habits of white mica are present: large plates parallel to the foliation, and fine-grained aggregates. Very coarse-grained varieties of the Kowary gneisses with random fabric are referred to as Kowary granite. Fine-layered varieties of the Kowary gneisses occur in narrow zones along the contacts with mica schists and quartz-muscovite schists.

Czarnów Schist Formation

Muscovite schists

These fine-grained, thin-laminated rocks are composed of quartz, white mica, albite, chlorite (Pl. I, 4) and minor biotite, garnet, epidote, apatite and iron oxides. They typically contain abundant quartz veins parallel to the main schistosity. The texture of the schists is defined by mineral segregation into quartz and muscovite layers a few millimetres thick. Biotite is preserved very rarely in intergrowths with subsequent chlorite. Scarce garnet is also strongly chloritized. Albite porphyroblasts (up to 6% An) with inclusion trails oblique to the foliation are common (Pl. II, 1, 2).

Quartzo-feldspathic schists

These are porphyritic, locally augen rocks composed of quartz, K-feldspar, plagioclase (~10% An), white mica and accessory rutile, zircon and iron oxides. The rocks are differentiated into regularly alternating quartz and K-feldspar layers. They are locally rich in white mica, which forms separate laminae. The average contents of two main components, quartz and K-feldspar, is 80 - 90%. Variably recrystallized and deformed K-feldspar megacrysts, up to 6 - 8 mm in diameter, are characteristic of these schists. Plagioclase forms smaller porphyroblasts.

Striped metabasites

These rocks are the southern continuation of the main outcrop of the "striped amphibolites", north of the study area. The term "striped metabasites" is used here to emphasise a probable lithostratigraphic correlation, though the textural features and mineral composition of the rocks are variable. Southwards, they gradually lose their layering and become massive.

The striped metabasites are composed of plagioclase (~10% An), actinolite, epidote, chlorite, and minor quartz, hematite and sphene. The light layers consist of plagioclase and epidote, and the dark ones are amphibole-rich. The amphibole is a pale green fibrous actinolite. Plagioclase forms porphyroblasts with linear inclusion trails oblique to the foliation. Varieties present in the south show mainly random fabric and contain no amphibole but abundant epidote and chlorite, and locally light mica.

Leszczyńiec Meta-igneous Complex

Ogorzelec metabasites

Their texture and composition may vary but the most common are fine-grained schistose metabasites. They are composed of amphibole, albite (<10% An), epidote, chlorite and minor quartz, stilpnomelane, sphene and opaque minerals. Rather dark, bluish-green hornblende is the main mafic component. Locally, pale-green fibrous actinolite is also common. Epidote occurs as isometric zoned grains, with Fe-rich cores.

Medium-grained massive varieties of the metabasites display a well-preserved igneous texture. They consist of abundant amphibole, with clinozoisite or epidote, albite, and subordinate chlorite and sphene. Euhedral crystals of amphibole, up to 5 mm across, often exhibit a distinct zonation (Pl. III, 3) with pale-green cores (actinolite) and bluish-green rims (hornblende) (Kryza, Mazur 1995). Plagioclase is entirely replaced by aggregates of clinozoisite and albite. Smaller tabular clear grains of albite are also present. Metabasalts are present within the Ogorzelec metabasites. They display sometimes relic fine ophitic textures of basic lavas.

Felsic metavolcanics

These rocks occur within the Ogorzelec metabasites as intercalations from several centimetres to some tens of metres thick. Some of them display relics of primary porphyritic texture of felsic lavas. Albite (< 5% An) and quartz constitute usually over 90 vol. % in the rock. Tabular albite crystals and variously recrystallized and deformed quartz grains occur as phenocrysts

up to 2 mm in size (Pl. IV, 1). The groundmass consists of albite, quartz and subordinate muscovite. Minor dark minerals are represented by bluish-green hornblende, epidote, chlorite and occasionally stilpnomelane.

Paczyn gneisses

The Paczyn gneisses form several sill-like bodies, a few tens to few hundreds of metres thick, interlayered with the Ogorzelec metabasites (Fig. 4). They include a wide range of rock types varying in texture and composition. The felsic varieties are composed of at least 80 vol.% of quartz and albite (<5% An). K-feldspar is never present. The white mica content locally reaches 20%. Dark minerals are represented by epidote or clinozoisite, chlorite and subordinate stilpnomelane, garnet (spessartine rich core), sphene and iron oxides.

The felsic gneisses most often display a coarse-grained augen texture developed around variably recrystallized quartz megacrysts, up to 15 mm long. Plagioclase (presently consisting of albite and epidote) occurs as subhedral, partly sericitized tabular grains (Pl. IV, 2). The augen gneisses grade into rocks of granitic texture. The most silicic members of the Paczyn gneisses are fine-grained porphyritic rocks, with quartz and albite phenocrysts suspended in a quartzitic matrix.

The hornblende-rich Paczyn gneisses are composed of albite, hornblende, quartz, epidote, chlorite and subordinate sphene, iron oxides, stilpnomelane and apatite. The texture is medium- to fine-grained and random. The darkest medium-grained gneisses contain up to 90% of hornblende and altered plagioclase and only less than 10% of quartz. The euhedral hornblende and plagioclase grains define a primary igneous texture. The hornblende cores generally display greenish-brown pleochroism (Pl. III, 4) and are rimmed by pale bluish-green amphibole (actinolite) (Kryza, Mazur 1995). The fine-grained hornblende gneisses contain up to 25% of quartz. In contrast to the medium-grained variety, bluish-green hornblende predominates, and clear grains of albite are often present.

Niedamirów Schist Formation

Phyllites

They are fine-grained, well-foliated rocks composed mainly of quartz and white mica with subordinate albite, chlorite, stilpnomelane, apatite, tourmaline and opaque minerals. They display an alternation of thin, continuous quartz and white mica layers. Porphyroblasts of albite (< 2% An) are fairly common in the phyllites. Albite-chlorite phyllites and crystalline limestones occur within the phyllites as small intercalations ranging up to several tens of metres in thickness.

Greenstones

They are dark green, fine-grained to aphanitic schistose metabasites rich in fibrous actinolite, albite, epidote, chlorite with subordinate hematite and sphene. Sodic amphibole, garnet, quartz, muscovite, stilpnomelane and calcite are locally present (Pl. II, 3, 4; III, 1, 2). The common thin lamination is defined by the alternation of light albite laminae (+/- quartz or calcite),

and dark laminae composed mainly of amphibole, epidote, and chlorite.

Sodic amphibole is a blue or violet to colourless in the thin section glaucophane or crossite (Kryza, Mazur 1995). It occurs as individual grains, rimmed in some specimens by pale-green actinolite (Pl. II, 3, 4). The most typical mineral association comprises sodic amphibole, garnet and quartz (Pl. III, 2). Epidote is often distinctly zoned with Fe-rich cores. Small grains of albite (< 2% An) and chlorite are always present.

METAMORPHISM

Detailed data on the mineral chemistry of different rock types in the study area were presented by Kryza and Mazur (1995). This chapter briefly summarizes the metamorphic history of the area on the basis of this data.

Particular rock types contain different metamorphic mineral assemblages and display differences in mineral chemistry, indicating different P-T paths. The most pronounced differences are observed between the Niedamirów Schist Formation and Leszczyniec Meta-igneous Complex on the one hand, and the Kowary gneiss group and Czarnów Schist Formation on the other.

The Niedamirów formation and Leszczyniec complex display similarities in the evolution of their metamorphic conditions. The zoned garnets in the Niedamirów greenstones and Paczyn gneisses, with Sps-rich cores and Sps-poor rims, and the zoned white micas in the phyllites, greenstones and metabasites, with Si contents around 3.5 in cores and 3.3 in rims, are typical of a progressive high pressure to medium pressure low grade metamorphism. The plagioclase is usually below 2 % An. The epidote is Fe⁺³-rich, with decreasing Fe-content from core to rim, probably due to the increasing metamorphic grade. However, in spite of these similarities, the Niedamirów formation may have had considerably different metamorphic path than the Leszczyniec complex. This is indicated by the presence of glaucophane and crossite in the Niedamirów greenstones and their absence in the Leszczyniec complex. Furthermore, the Ca amphiboles are different in these rocks (Kryza, Mazur 1995). Apparently, the Niedamirów formation bears a record of a higher-pressure and lower-temperature path compared with the Leszczyniec complex. The latter certainly experienced a higher grade metamorphism as indicated by the amphibole and plagioclase compositions (Kryza, Mazur 1995). In the Paczyn gneisses, primary igneous amphibole compositions may locally be inherited.

The Kowary gneiss group and Czarnów formation have many features in common which, in turn, are different from those in the Niedamirów formation and Leszczyniec complex: (a) the observed zonation in white micas (low Si contents decreasing from 3,3 in cores to 3,1 in rims); (b) inverse zoning in plagioclase, from pure albite in cores to ca. 3-6 % An in rims (locally up to 22 % An); (c) chlorites having relatively low Si contents (Kryza, Mazur 1995). These rocks apparently experienced metamorphic paths from medium pressure greenschist/amphibolite facies conditions to temperature-dominated event, probably contact metamorphism of the Karkonosze granite. Such a metamorphic sequence is additionally evidenced by the garnet zonation in the mica schists, with increasing Alm content from core to rim.

TECTONIC UNITS

Three major tectonic units (Table 3) were distinguished in the study area on the basis of a new geological map (Fig. 4), the contrasting orientation of the L₁ lineation (Fig. 5) and the different metamorphic history of the rock assemblages during the D₁ event (Table 2). Structurally upwards these are:

1. the Kowary Unit (Kowary Gneiss Group and Czarnów Schist Formation)
2. the Niedamirów Unit (Niedamirów Schist Formation)
3. the Leszczyniec Unit (Leszczyniec Meta-igneous Complex)

The tectonic contacts between the units are locally oblique to the S₁ foliation and to lithologic boundaries (Fig. 4). These are accompanied by zones of intense D₂ deformation. Therefore, the present boundaries of the tectonic units were interpreted to have developed during the D₂ event.

The boundary between the Kowary gneisses and the muscovite schists, within the Kowary Unit, is also of tectonic character. The similarities of the metamorphic history and structural pattern in both the gneisses and muscovite schists (Fig. 5; Table 2) suggest, however, that this tectonic contact has only minor significance.

DEFORMATION

Three ductile deformation events (D₁, D₂, D₃) have been documented in the study area. They roughly correspond to the three main deformations distinguished by Teisseyre (1973). Foliation S₁ and mineral lineation L₁ are the dominant structures in the area other than in the mica schists. In these rocks, the D₁ fabric is almost entirely obliterated by the D₂ structures but relics of the earlier S₁ foliation are still preserved as inclusion trails in plagioclase and garnet porphyroblasts. Deformation D₃ produced the East Karkonosze monocline striking along the eastern margin of the Karkonosze-Izera Block. The D₃ event resulted in local folding of the earlier structures.

D₁ structures in the Kowary Unit

The S₁ foliation in the Kowary gneisses is defined by the parallel orientation of mica plates, flattened feldspar megacrysts and alternating quartzofeldspathic and mica layers. The increasing strain is recorded by progressive flattening of the megacrysts. Higher strained gneisses are characterized by more distinct planar structures and lower K-feldspar contents. The weak gneissose structure of very coarse-grained varieties marks the transition into the Kowary granite. The foliation strikes approximately N-S and dips steeply to the E or ENE (Fig. 5). Stereographic projection (Fig. 6a) demonstrates the scattering of poles to foliation planes produced, presumably, by the F₂ folds (see Fig. 8a).

The S₁ foliation in the biotite-muscovite and muscovite schists is, in many places, preserved as inclusion trails in plagioclase and garnet porphyroblasts. On XZ section, the trails are usually rectilinear or only slightly curved. On YZ section they are distinctly bent or, in places, define microfolds.

The S₁ foliation in the gneisses bears the L₁ stretching lineation manifested as elongation of feldspar grains, quartz ribbons and mica aggregates.

Lineation L_1 plunges steeply to the ESE or SE (Fig. 5, 7a). Higher strained gneisses are well-lineated and display distinct rotational criteria providing the evidence of simple shear. Kinematic indicators suggest a top to WNW sense of shear (Fig. 5). Large masses of lower strained gneisses display a nearly symmetrical fabric which suggests an approximately coaxial deformation.

D₁ structures in the Niedamirów Unit

The S_1 foliation in the greenstones is bounded by the parallel orientation of amphibole prisms, elongated albite porphyroblasts and chlorite plates. Sodic amphibole prisms define the foliation in the glaucophane-bearing variety (Pl. II, 3, 4). The cores of these glaucophane crystals are often rimmed by pale-green actinolite. The thin lamination, generally S_1 -parallel, is deformed by tight microscale F_1 folds. In the fold hinges, the S_1 foliation is oblique to the lamination. In the phyllites, the S_1 foliation is defined by the alternation of thin, continuous quartz and white mica layers and parallel oriented white mica plates and elongated albite blasts. Steep dip of the foliation predominates both in greenstones and phyllites (Fig. 5). The scatter of poles to foliation, along two great circles (Fig. 6b), was probably produced by the F_2 and F_3 folds (Fig. 8b, 9b).

The L_1 lineation is seen as the parallel alignment of amphibole prisms in the greenstones and the parallel alignment of white mica in the phyllites. The orientation of L_1 is variable (Fig. 5, 7b) probably due to reorientation by F_2 and F_3 folds. Kinematic indicators document a top to WSW or dextral sense of shear.

D₁ structures in the Leszczyniec Unit

The S_1 foliation in the metabasites is defined by the parallel orientation of amphibole prisms and elongated albite porphyroblasts. Locally, relict layering is preserved in felsic metavolcanics as thin, mafic layers enriched in hornblende and epidote. In places, the layering is folded by the F_1 folds (Pl. V, 1, 2). In the Paczyn gneisses, the S_1 foliation is seen as the parallel orientation of megacrysts and white mica plates and is locally defined by alternation of white mica and quartz-albite layers. The increasing strain is recorded in the gneisses by the progressive flattening and recrystallization of quartz megacrysts. Higher strain values result in the transition of augen gneisses into thinly-laminated varieties. In contrast, low strained gneisses grade into massive rocks of granitic type. The S_1 planes in the hornblende-bearing gneisses are defined by the parallel orientation of hornblende crystals and elongated albite blasts or aggregates. The foliation both in the metabasites and gneisses strikes approximately N-S and dips steeply to the ESE or WNW (Fig. 5). The poles to foliation are scattered (Fig. 6c) probably due to the F_2 folds (see Fig. 8c).

The L_1 lineation in the metabasites is outlined by the parallel alignment of amphibole prisms: bluish-green hornblende and, in places, actinolite. In some samples, pale-green actinolite in the core of a crystal is rimmed by synkinematic hornblende (Plate III-3). In the felsic varieties of gneisses, li-

neation L_1 is manifested as the parallel alignment of white mica and the elongation of quartz megacrysts or aggregates. The parallel alignment of amphibole defines lineation L_1 in the hornblende-bearing variety of the gneisses. Lineation L_1 dips at a low or moderate angle to the NNE or NE (Fig. 5, 7c). The generally asymmetric structures of the metabasites and gneisses indicate the simple shear during D_1 . Kinematic indicators document a sinistral sense of shear (Fig. 5; Pl. IV, 3, 4). Only the quartz megacrysts in the felsic gneisses bear a record of coaxial flattening (Fig. 11).

D_2 structures

The D_2 deformation was particularly intense in the biotite-muscovite and muscovite schists where a new dominant fabric was produced (Fig. 10). The distinct S_2 foliation of these rocks, parallel to S_1 in the Kowary gneisses, is defined by small-scale differentiation of quartz and micas, and by the parallel orientation of mica plates. In places, an S-C fabric is well-developed. Both the S and C planes are defined by the alignment of micas and by segregation into thin quartz and mica layers. Synkinematic porphyroblasts of plagioclase and, locally, garnet are common components of the and biotite-muscovite and muscovite schists. The porphyroblasts usually contain relics of S_1 preserved as inclusion trails (Pl. I, 3, 4 and II, 1, 2).

The L_2 lineation is outlined by the parallel alignment of micas and small crenulations. In the Kowary gneisses, L_2 is superimposed on the still visible L_1 . Both lineations are oblique to one another making an angle of 20° to 40° . The gneisses experienced the most intense deformation along their contacts with the mica schists. The increasing strain resulted in the progressive flattening and recrystallization of K-feldspar megacrysts. The deformation brought about the transition of the augen gneisses into the thin-layered variety and, locally, into mylonitic zones. The foliation in the gneisses and mica schists was folded during the D_2 event resulting in folds of variable scales. The F_2 folds (Pl. V, 3, 4) vary in magnitude from few centimetres to several hundreds of metres. Their axes are generally parallel to the L_2 lineation. Axial planar crenulation cleavage is usually developed in F_2 fold hinges. Cleavage planes are usually steep (Fig. 9a).

In the Niedamirów and Leszczyniec Units the D_2 deformation was heterogeneous. It intensifies towards the contacts with the muscovite schists. Near the contacts, the L_2 lineation is well-developed and foliation S_2 is locally present in the phyllites. F_2 folds are also very common in these zones. L_2 is manifested there as the parallel alignment of white mica, small crenulations and the intersection of foliation with crenulation cleavage in the hinges of F_2 folds. With increasing distance away from the boundaries of the muscovite schists, the effects of the D_2 deformation decrease and ductile shearing grades into brittle-ductile deformation.

The L_2 lineation trends WNW-ESE throughout the study area (Fig. 8). Kinematic indicators show a normal sense of shear (top to ESE) on the steep ESE-dipping foliation (Fig. 5).

D₃ structures

Within the eastern margin of the Karkonosze-Izera Block, the foliation becomes increasingly steeper towards the east. Its dip changes from 60°E close to the granite, through vertical, to 70 - 80°W at the boundary with the Intra-Sudetic Basin. The reorientation of the foliation defines a longitudinal monocline which is accompanied by smaller scale folds with subhorizontal N-S trending axes. The bedding of the adjacent Lower Carboniferous conglomerates is also reoriented by the monocline (Fig. 12). Dextral brittle-ductile strike-slip displacement along the eastern margin of the Karkonosze-Izera Block was also related to D₃. This was recorded in the metamorphic rocks by subhorizontal slicken-side striae and tectonic breccias.

DISCUSSION

The D₁ deformation commenced when the rocks of the major tectonic units were under different P-T conditions (Fig. 13). During D₁ all three units experienced convergent metamorphic paths indicating their tectonic juxtaposition. The changing parageneses in the Niadamirów and Leszczyniec Units suggest decreasing pressure during D₁. Therefore, D₁ deformation appears to have been related to the uplift history of both units. The Kowary Unit most probably remained under a MP regime during D₁. The emplacement of the HP Niedamirów and Leszczyniec Units above the MP Kowary Unit, and of the higher grade Leszczyniec Unit above the lower grade Niedamirów Unit (Fig. 14) provide evidence of overthrusts.

According to the present coordinates, tectonic transport was to WNW in the Kowary Unit, to WSW in the Niedamirów Unit and to NNE in the Leszczyniec Unit (Table 3). The mutually inconsistent senses of shear, related to D₁, in the Kowary and Niedamirów Units have clearly resulted from the reorientation of S₁ along the eastern margin of the Karkonosze-Izera Block. Both these units continue into the southern part of the block where the L₁ lineation displays a constant WNW-ESE orientation. This attitude of L₁ indicates a primary top to WNW sense of shear in both the Kowary and Niedamirów Units. It remains unclear whether the top to NNE sense of shear in the Leszczyniec Unit results from a later reorientation of an originally NW-SE trending lineation, or points to NE-directed tectonic transport of this uppermost unit.

The kinematics of the D₂ deformation suggests an ESE-directed extensional collapse in the area (Fig. 5; Table 3). Normal displacements on the eastern margin of the Karkonosze-Izera Block resulted in westward exhumation of progressively deeper tectonic units (Fig. 15). The kinematics of brittle normal faults which bound the conglomerates on the west (Teisseyre 1975; Dziedzic, Teisseyre 1990) are equivalent to the ductile normal shearing in the metamorphic complex during D₂. Displacements on these faults must have controlled the subsidence of the basin, where a 4000 m thick coarse-clastic sequence of Visean continental sediments was deposited. The occurrence of ESE-dipping normal faults provides the evidence of regional WNW-ESE extension during D₂ and demonstrates that normal displacements continued at shallower depths.

The contrasting metamorphic paths during D₂ (Fig. 13) confirm the important tectonic uplift of the Kowary Unit. The relatively HT/LP metamorphism experienced by this unit was probably the effect of both decompression of the uplifted rocks and the thermal influence of the Karkonosze intrusion.

The emplacement of the Karkonosze granite must have taken place during the D₂ event. The NNE-SSW elongation of the Strużnica dome (Fig. 16) is consistent with the kinematics of this extensional deformation. The relationship between the intrusion and extensional collapse is also indicated by presence of the magnetic lineation in the granite (Fig. 16) parallel to the L₂ lineation in the metamorphic envelope (Diot *et al.* 1994).

The longitudinal Eastern Karkonosze flexure was developed during the D₃ event. Eastwards, the flexure folded bedding of Visean conglomerates (Dziedzic, Teisseyre 1990). Slicken-side striae and brittle-ductile deformations indicate the dextral strike-slip displacements, during D₃, with a NNE-SSW direction.

The age of D₁ is poorly constrained. The lower limit for this deformation is established by the paleontologically documented Silurian strata (Perner 1919; Chlupač 1953) in the phyllites being an equivalent to the phyllites of the Niedamirów Unit. The timing of D₂ is roughly indicated by the Visean age of the molasse sedimentation in the Intra-Sudetic Basin. The Rb/Sr age of the Karkonosze granite estimated at ± 328 Ma (Pin *et al.* 1987; Duthou *et al.* 1991) confirms this interpretation. The D₃ deformation may postdate the Visean sedimentation and the intrusion of the granite.

CONCLUSIONS

The evolution of the country rocks at the eastern contact of the Karkonosze granite involved three main stages:

1. A contractional event D₁ was associated with the formation and overthrusting of three major tectonic units. These units were derived from different metamorphic zones. The Niedamirów and Leszczyniec Units were under HP-low grade conditions at the beginning of D₁. They were overthrust over the Kowary Unit which experienced MP metamorphism. Thrusting was accompanied by decompression of the Niedamirów and Leszczyniec Units and resulted in convergence of P-T conditions at the end of D₁. Ductile deformation during D₁ produced penetrative foliation S₁ and lineation L₁. The direction of tectonic transport was to WNW in the Kowary and Niedamirów Units and to NNE in the Leszczyniec Unit.

2. The extensional event D₂ comprised ESE-directed collapse related to WNW-ESE extension. The collapse resulted in the gradual westward exhumation of the deeper tectonic units. Deformation during D₂ developed simultaneously at different lithospheric levels. The ductile shearing in the Kowary Unit was accompanied by brittle-ductile deformation in the Niedamirów and Leszczyniec Units, and brittle faulting at the boundary with the Intra-Sudetic Basin. The resultant normal faults controlled the subsidence of this basin. Also, the Karkonosze pluton was emplaced during the latest phases of D₂.

3. The final event D₃ produced the longitudinal Eastern Karkonosze monocline. The D₃ deformation took place after deposition of the Szczawno

Culm conglomerates. The development of the flexure was probably associated with strike-slip displacements in the NNE-SSW direction.

*Institute of Geological Sciences,
Wrocław University, pl. Maksa Borna 9
50-205 Wrocław, Poland*

OBJAŚNIENIA PLANSZ EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza (Plate) I

- 1 — Porfiroblasty granatu w łupku biotytowo-muskowitowym (przekrój XZ). Granatom towarzyszą asymetryczne cienie ciśnienia, wypełnione kwarcem i chlorytem. Asymetria cieni ciśnienia wskazuje na niekoaksjalne ścinanie o zwrocie stropu ku ESE. Smugi wrostków kwarcu w porfiroblastach, interpretowane jako relikty foliacji S_1 , są skośne do dominującej w skale foliacji S_2
Garnet porphyroblasts in the biotite-muscovite schist (XZ section). Asymmetric pressure shadows around garnets are filled with quartz and chlorite. These indicate a top to ESE sense of shear. Quartz inclusion trails, interpreted as relics of the foliation S_1 , are oblique to the foliation S_2 which is predominant in the rock
- 2 — Smugi wrostków kwarcu w porfiroblaście granatu w łupku biotytowo-muskowitowym (przekrój XZ). W przybliżeniu prostolinijne smugi wrostków są tylko lekko wygięte w pobliżu granic blastu
Quartz inclusion trails in a garnet porphyroblast in the biotite-muscovite schist (XZ section). Rectilinear inclusion trails are only slightly curved near the margins of the porphyroblast
- 3 — Megakryształ skalenia w gnejsie oczkowym z Kowar. Ziarno albitu w jądrze megakryształu jest obrosnięte przez skałę potasowy. Spękania poprzeczne do wydłużenia megakryształu wypełnia kwarc
Feldspar megacryst in the augen variety of the Kowary gneiss. Albite grain in the core is overgrown by K-feldspar. Cracks perpendicular to the elongation of the megacryst are filled with quartz
- 4 — Dwie części pokruszonego porfiroblastu albitu (Ab) w łupku muskowitowym rozsunięte w kierunku równoległym do lineacji L_2 (przekrój XZ). Cień ciśnienia pomiędzy obiema częściami porfiroblastu wypełniony jest chlorytem (Chl)
Two parts of a broken albite (Ab) porphyroblast in the muscovite schist, stretched in the direction parallel to the lineation L_2 (XZ section). Pressure shadow between both fragments is filled with chlorite (Chl)

Plansza (Plate) II

- 1 — Smugi wrostków w porfiroblaście albitu w łupku muskowitowym (przekrój XZ). Smugi wrostków, interpretowane jako relikty foliacji S_1 , są skośne do foliacji S_2 dominującej w skale. Brzegi porfiroblastu nie zawierają wrostków
Inclusion trails in an albite porphyroblast in the muscovite schist (XZ section).

Inclusion trails, interpreted as relics of the foliation S_1 , are oblique to the foliation S_2 which is predominant in the rock. The rims of the porphyroblast are inclusion-free

- 2 — Smugi wzrostków w porfiroblastach albitu w łupku muskowitowym (przekrój XY). Smugi wzrostków są wyraźnie wygięte i kontynuują się w obrębie sąsiednich porfiroblastów
Inclusion trails in albite porphyroblasts in the muscovite schist (XY section). Inclusion trails are distinctly curved and continue within the adjacent porphyroblasts
- 3, 4 — Pasowe kryształy amfibolu w zieleńcach z Niedamirowa. Centralne partie słupkowych kryształów (o ciemniejszej barwie) są zbudowane z glaukofanu (Glauc). Brzegi kryształów (o jaśniejszej barwie) tworzy aktynolit (Act). Słupki amfibolu sodowego są ułożone równoległe do foliacji S_1 w zieleńcach
Zoned crystals of amphibole in the Niedamirow greenstone. Glaucoephane in the core (darker) is rimmed by actinolite (lighter). Sodic amphibole prisms are parallel to the foliation S_1 in the greenstone

Plansza (Plate) III

- 1 — Duże ziarno epidotu w zieleńcu z Niedamirowa. W cieniu ciśnienia po prawej stronie ziarna występują słupkowe kryształy glaukofanu (Glauc)
Large epidote grain in the Niedamirow greenstone. Glaucoephane prisms (Glauc) occur in the pressure shadow to the right of this grain
- 2 — Granat w łupku glaukofanowym z Kopiny. Drobne słupkowe kryształy o ciemnym zabarwieniu tworzy glaukofan. Jasne tło jest złożone z kwarcu. Łupki zbudowane z kwarcu, granatu i glaukofanu tworzą cienkie wkładki o miąższości kilkudziesięciu centymetrów w obrębie zieleńców z Niedamirowa
Garnet in the glaucoephane schist from Mt Kopina. Glaucoephane forms fine prismatic crystals (dark coloured). The light groundmass consists of quartz. Schists composed of garnet, glaucoephane and quartz form thin (up to several tens of centimetres) intercalations within the Niedamirow greenstones
- 3 — Pasowy kryształ amfibolu w metabazycie z Ogorzelca. Jądro kryształu o jaśniejszej barwie składa się z aktynolitu. Brzegi o ciemniejszym zabarwieniu tworzy hornblendy magnezowa. Hornblendy tworzy także asymetryczne "ogony" ziarna wskazujące na lewoskrętny zwrot ścinania
Zoned amphibole crystal in the Ogorzelec metabasite. Actinolite in the core (lighter) is rimmed by magnesium hornblende (darker). Hornblende forms the asymmetric "tails" of this grain which indicate a sinistral sense of shear
- 4 — Pasowy kryształ amfibolu w hornblendowym gnejsie z Paczyna. Jądro kryształu o ciemniejszym zabarwieniu jest zbudowane z hornblendy. Brzegi o jaśniejszej barwie tworzy aktynolit
Zoned amphibole crystal in the hornblende-bearing Paczyn gneiss. Dark hornblende in the core is rimmed by lighter actinolite

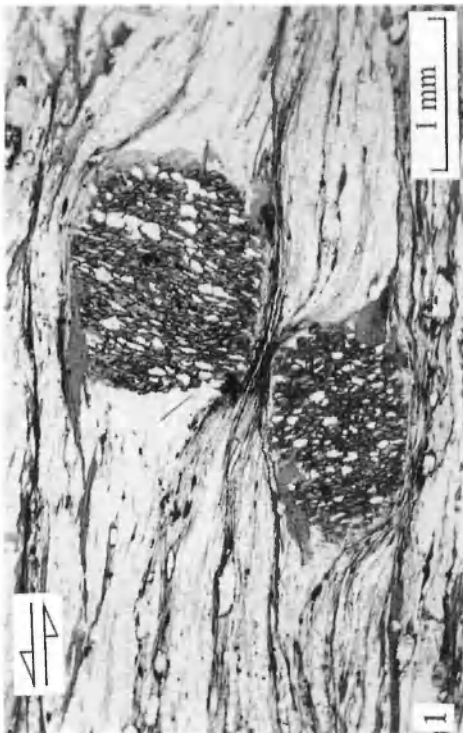
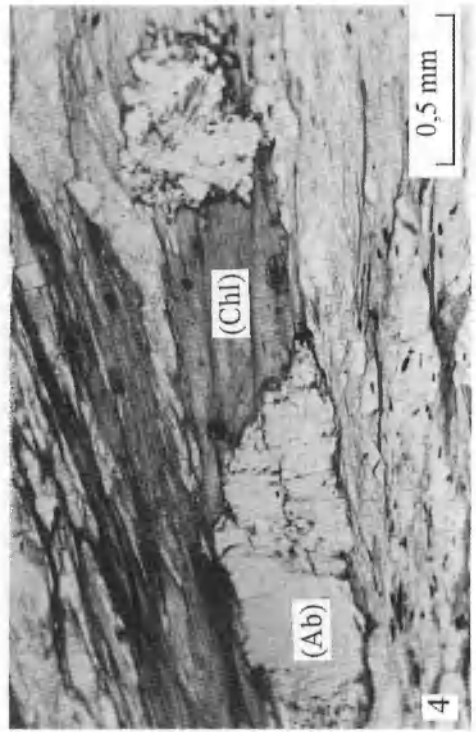
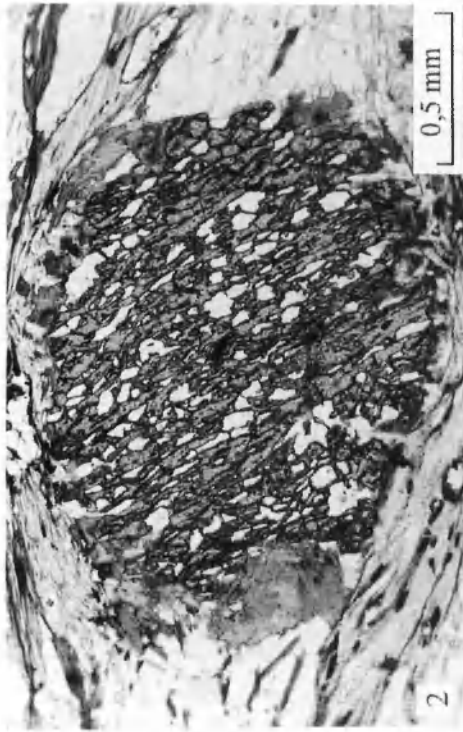
Plansza (Plate) IV

- 1 — Fenokryształ kwarcu z zatoką korozyjną w metawulkanicie felsytowym
Corroded quartz phenocryst in the felsic metavolcanic rock

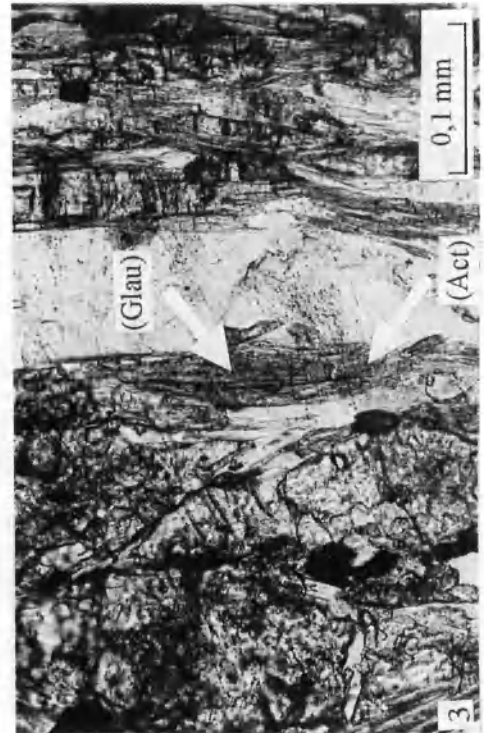
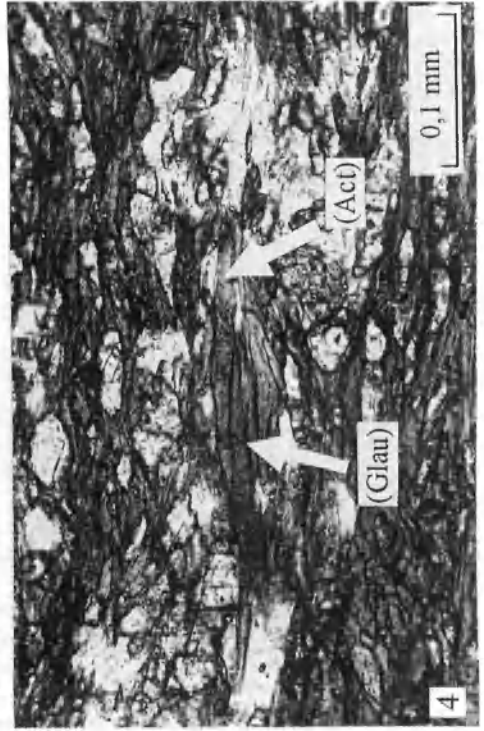
- 2 — Tabliczkowaty kryształ plagioklazu w felsytowym gnejsie z Paczyna. Serycytyzacja podkreśla pierwotną budowę pasową
Tabular plagioclase crystal in the felsic Paczyn gneiss. Sericitization marks the primary zonation
- 3 — Ekstensyjne powierzchnie ścinania w łupkowym metabazycie z Ogorzelca
Shear bands in the schistose Ogorzelec metabasite
- 4 — Porfiroklast plagioklazu typu δ w hornblendowym gnejsie z Paczyna. Geometria porfiroklastu wskazuje na lewoskrętny zwrot ścinania
Plagioclase δ porphyroclast in the hornblende-bearing Paczyn gneiss. A sinistral sense of shear is indicated

Plansza (Plate) V

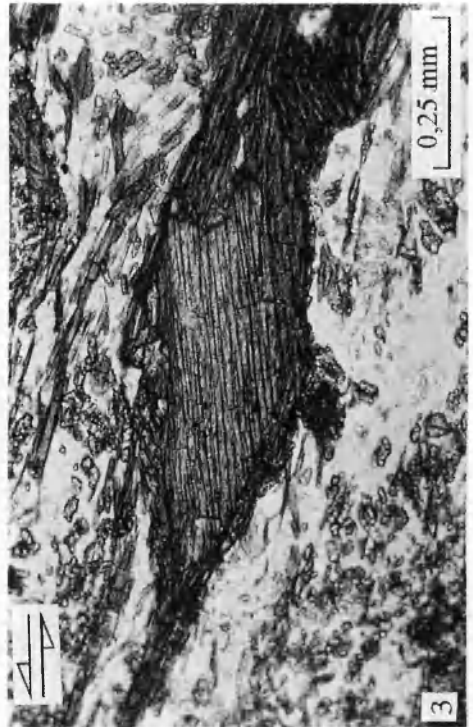
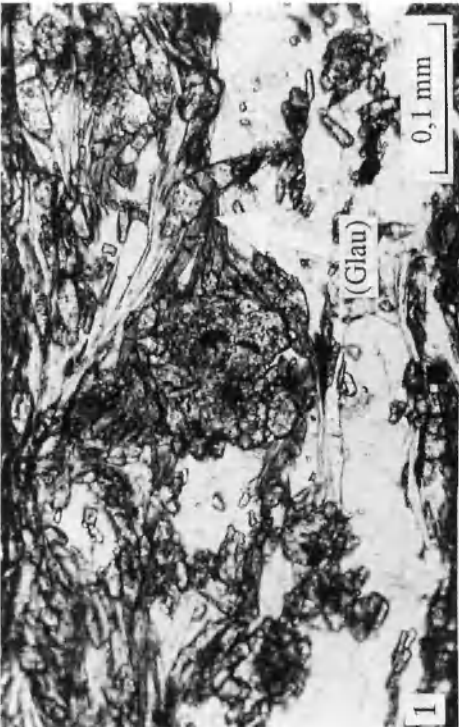
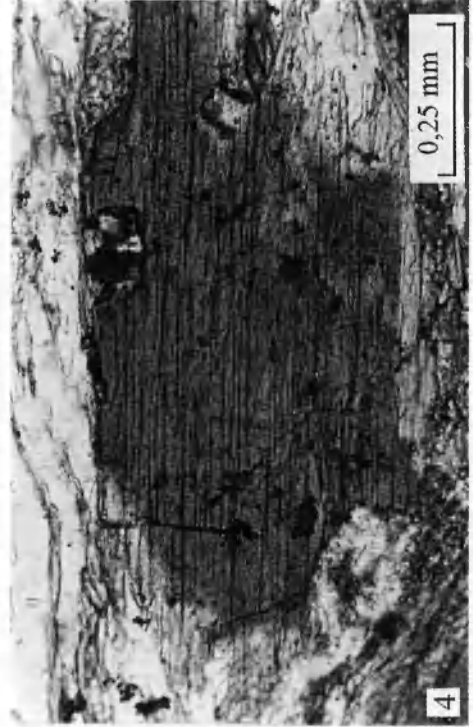
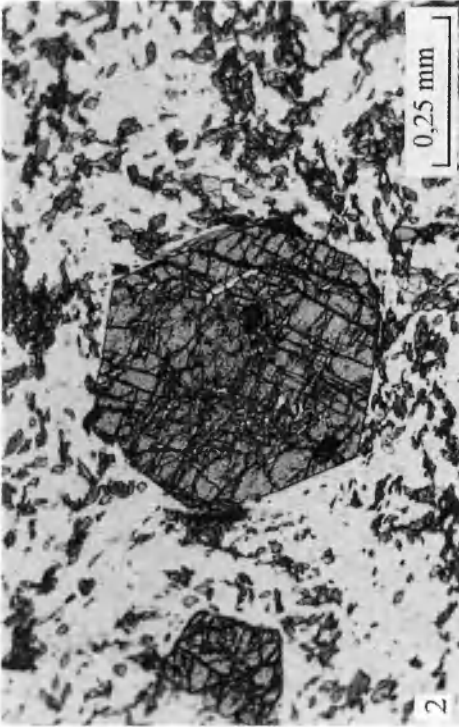
- 1, 2 — Fałdy F_1 w metawulkanicie felsytowym. Ciemne laminy są złożone z hornblendy aktynolitowej i epidotu. Jasne tło tworzą kwarc i skaień. Foliacja S_1 jest zorientowana równoległe do powierzchni osiowych fałdów
 F_1 folds in the felsic metavolcanic rock. Dark laminae are composed of actinolitic hornblende and epidote. The light groundmass consists of quartz and feldspar. The foliation S_1 is parallel to the fold axial planes
- 3 — Fałd F_2 o wyraźnej wergencji ku SSW w gnejsie z Kowar
 F_2 fold with a distinct vergence towards the SSW in the Kowary gneiss
- 4 — Fałdy F_2 w łupku muskowitowym. Jako skala pokrywka o średnicy 6 cm
 F_2 folds in the muscovite schist. The round cover as a scale is 6 cm across



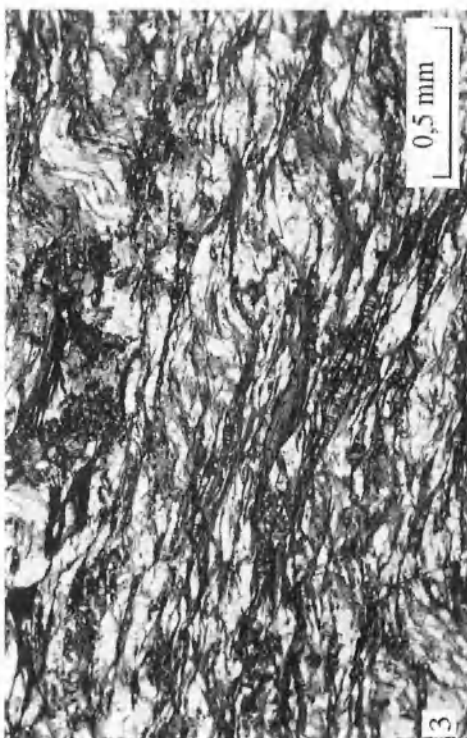
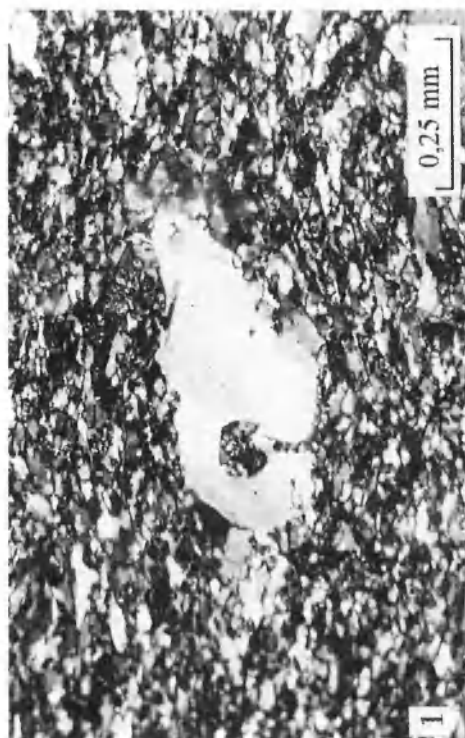
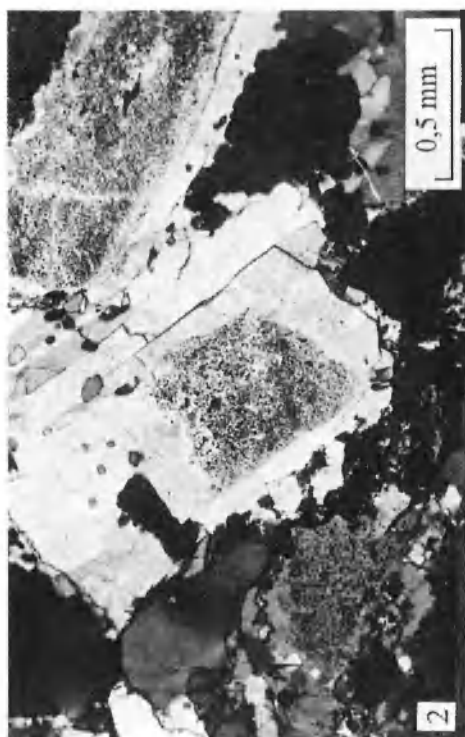
Stanisław MAZUR – Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim



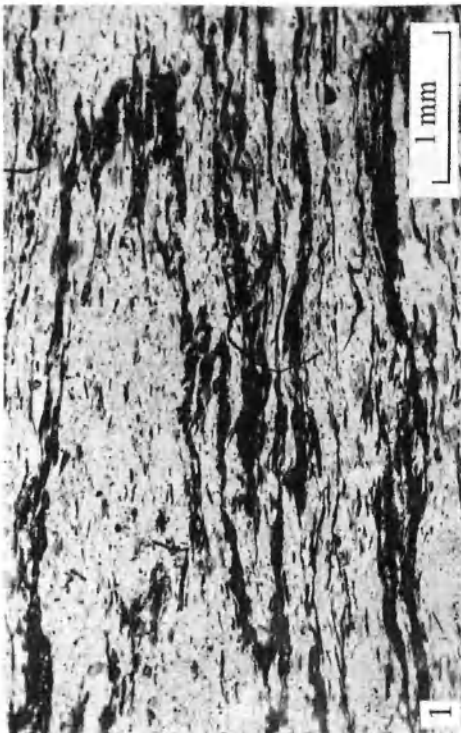
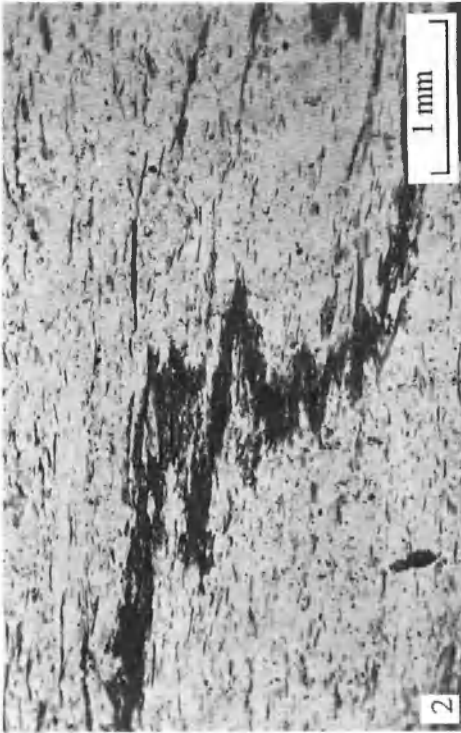
Stanisław MAZUR – Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim



Stanisław MAZUR – Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim



Stanisław MAZUR – Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim



Stanisław MAZUR – Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim