

Jerzy ŻABA, Ryszard KUZAK

Budowa strukturalna środkowej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby (Góry Izerskie)

Przedstawiono wyniki badań strukturalnych prowadzonych w środkowej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby. Wyróżniono cztery generacje mezostruktur fałdowych oraz związanych z nimi struktur planarnych. Wyodrębniono kilka obalonych, izoklinalnych makrofałdów o amplitudzie i promieniu od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Stwierdzono dwie duże dyslokacje – Czerwonego Potoku oraz Wysokiego Kamienia. Dokonano próby określenia ich wieku i charakteru.

WSTĘP

Strefa północnego kontaktu granitoidów karkonosko-izerskich z osłoną od dawna wzbudza duże zainteresowanie geologów. Wynika ono nie tylko z konieczności dokładnego rozpoznania występującej w tym rejonie polimetalicznej mineralizacji, ale spowodowane jest też obecnością wielu ciekawych i rzadko notowanych zjawisk geologicznych. Szczególną ich różnorodnością odznacza się pasmo łupkowe Szklarskiej Poręby, stanowiące najbardziej na południe wysunięty element tektoniczny metamorfiku izerskiego (fig. 1). Rozciąga się ono równoleżnikowo na przestrzeni około 10 km, budując wschodnią część Grzbietu Wysokiego Gór Izerskich na odcinku od Rozdroża Izerskiego po Górzyniec koło Piechowic. Jego szerokość mierzona na obecnym poziomie intersekcyjnym osiąga maksymalnie 1,5 km.

Pasma Szklarskiej Poręby zbudowane jest niemal wyłącznie z różnych odmian hornfelsów i łupków hornfelsowych (G. Berg, 1941*a, b*; M. Borkowska, 1966). W ich obrębie spotykane są zgodne wkładki gnejsów drobnooczkowo-słojowych i amfibolitów. Hornfelsy – szczególnie w pobliżu kontaktu – poprzecinane są przez liczne apofizy granitoidów oraz kilka generacji żył kwarcu, apłitów, pegmatytów i mikrogranitów związanych genetycznie z masywem karkonosko-izerskim. Sporadycznie towarzyszą im też lamprofiry.

Hornfelsy utworzyły się z proterozoicznych łupków łuszczycowych pod wpływem termicznego oddziaływania waryscyjskiej intruzji. Przeobrażenia zachodziły gene-



Fig. 1. Szkic geologiczny centralnej części bloku karkonosko-izerskiego (według W. Smulikowskiego, 1972 – uproszczony)

Geologic sketch of the central part of the Karkonosze-Izera block (after W. Smulikowski, 1972 – simplified)

1 – granitoidy masywu karkonosko-izerskiego (masywu Karkonoszy); 2 – metamorfik kaczawski; 3 – leuko-granity izerskie; 4 – gnejsy i granitoidy izerskie; 5 – łupki lyszczkowe lokalnie zmienione w hornfelsy; 6 – strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego; 7 – uskoki; 8 – teren szczegółowych badań; jednostki tectoniczne metamorfiku izerskiego (według J. Oberca, 1967a): a – pasmo Szklarskiej Poręby, b – jednostka Świeradowa Zdroju, c – pasmo Starej Kamienicy, d – jednostka Leśnej, e – pasmo Mirska

1 – granitoids of the Karkonosze-Izera (Karkonosze massif); 2 – Kaczawa metamorphic massif; 3 – Izera leucogranites; 4 – Izera gneisses and granitoids; 5 – mica slates locally transformed in hornfelses; 6 – dislocation zone of Rozdroże Izerskie; 7 – faults; 8 – studied area; tectonic units of the Izera metamorphic massif (after J. Oberca, 1967a): a – Szklarska Poręba Range, b – Świeradów Zdrój Unit, c – Stara Kamienica Range, d – Leśna Unit, e – Mirsk Range

ralnie w warunkach facji hornblendowo-hornfelsowej (525–550°C), tylko lokalnie osiągając zakres facji K – skalenioowo-kordierytowo-hornfelsowej (655°C) – J. Żaba (1984a, b). Szerokość strefy egzokontaktowej waha się w tym rejonie od 700 do 1400 m (G. Berg, 1926).

Kontakt granitoidów z osłoną ma charakter typowo intruzyjny. Jest on zazwyczaj niezgodny, ostry i łatwy do prześledzenia. Miejscami w strefie tej występują brekcje intruzyjne lub intensywne „zazębianie” się skał typu flebitu. Całkiem sporadycznie na kontakcie obserwuje się stopniowe przechodzenie granitoidów w hornfelsy. Objawia się to rozwojem – na niewielką skalę – kontaminacji chemicznej granitu materiałem osłony, a w obrębie hornfelsów – rozwojem lokalnych stref kontaktowej migmatytyzacji (J. Żaba, 1979, 1984c).

Wewnętrzna budowa pasma łupkowego Szklarskiej Poręby wskutek kontaktowych przeobrażeń została w znacznej mierze zatarta. Jedną z najlepiej zachowanych struktur przedintruzyjnych jest – penetratywna dla całego obszaru – foliacja. Jej powierzchnie charakteryzują się równoleżnikowym przebiegiem oraz stromym zapadaniem zarówno w kierunku północnym, jak i południowym. Szczegółowe badania przeprowadzone we wschodniej części omawianego pasma (J. Żaba, 1979, 1984c) pozwoliły na wydzielenie w obrębie hornfelsów dwu generacji przedintruzyjnych mezostruktur fałdowych i odpowiadających im powierzchni foliacji. Mezostruktury te związane są genetycznie i wiekowo z większymi formami fałdowymi. Zostały wyróżnione dwie antyformy i dwie synformy o amplitudzie kilkuset metrów i promieniu od 100 do 400 m. Generalnie mają one izoklinalny charakter i najczęściej

obalone są ku północy. Na ich skrzydłach występują najprawdopodobniej liczne podrzędne zafałdowania. Większość występujących na omawianym terenie zespołów spękań i dyslokacji należy do struktur pointruzyjnych. Zaznaczają się one zarówno w waryscyjskich granitoidach, jak też w ich północnej osłonie.

J. Oberc (1967*b*, 1972) uważa, że skały pasma łupkowego Szklarskiej Poręby budują skrzydła młodoassyntyjskiego megafałdu. Przeważająca część tego pasma – według cytowanego autora – występuje w obrębie skrzydła normalnego, natomiast jego niewielki południowo-zachodni fragment – w obrębie skrzydła odwróconego nałożonego fałdu młodoassyntyjskiego.

J. Koziar (1973) pasmo Szklarskiej Poręby uważa za południowe skrzydło – wyróżnionej przez siebie – antykliny Świeradowa. Skrzydłem północnym tej struktury miałyby być pasmo łupkowe Starej Kamienicy. Jądro wymienionej antykliny budują gnejsy, granitognejsy i granitoidy izerskie – wyodrębnionej przez J. Oberca (1967*a*) – jednostki Świeradowa Zdroju.

Badania prezentowane w niniejszej pracy prowadzone były w środkowej partii pasma łupkowego Szklarskiej Poręby, obejmując część Grzbietu Wysokiego Gór Izerskich w okolicach Zawalidrogi, Wysokiego Kamienia oraz Kozich Skał (fig. 1 i 2). Opracowanie w głównej mierze oparte jest na badaniach mezostrukturalnych uzupełnionych szczegółowym kartowaniem terenu w skali 1:10 000.

ANALIZA STRUKTURALNA

GENERACJE MEZOSTRUKTUR

Na badanym obszarze wyodrębniono cztery etapy deformacji tektonicznych, prowadzących do utworzenia się mezofałdów i związanych z nimi struktur planarnych. Przy ustalaniu ich następstwa stosowano zasadę superpozycji mezostruktur, według której młodsze z nich zaburzają orientację bądź przecinają różne elementy form starszych. Sekwencję niektórych struktur ustalano na zglądach skalnych lub płytkach cienkich. Spośród struktur sedimentacyjnych stwierdzono jedynie powierzchnie pierwotnej stratygrafii S_0 . Są one często podkreślone laminami kwarcu lub naprzemianległą alternacją różnych odmian petrograficznych hornfelsów. Zgodnie z tymi powierzchniami zalegają też niekiedy wkładki paragnejsów i skał biotytowych.

PIERWSZA FAZA DEFORMACJI – D₁

Do najstarszej generacji mezostruktur zaliczono mezofałdy F_1 , foliację S_1 typu złupkowania krystalizacyjnego oraz lineację krystalizacyjną i intersekcyjną L_1 .

M e z o f a ł d y F_1 (fig. 3 – 5) obserwuje się najczęściej w laminach kwarcowych, które fałdowały się w otoczeniu bardziej podatnych łupków łuszczkowych lub nawet fylitów, jeszcze przed ich przeobrażeniem się w znacznie sztywniejsze hornfelsy. Niemal zawsze są to wąskopromienne, ściśnięte fałdy izoklinalne o amplitudzie od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Często przyjmują one postać wyoczkowanych fałdów śródfoliacyjnych (fig. 4). Mezofałdy F_1 mają zazwyczaj charakter struktur symilarnych (fig. 4 i 5) powstałych prawdopodobnie w wyniku płynięcia. Odznaczają się wyraźnym pogrubieniem stref przegubowych względem skrzydeł oraz brakiem jakichkolwiek śladów ścinania. Dużo rzadziej fałdy F_1 występują w samych hornfelsach. W takich przypadkach są to najczęściej struktury koncentryczne powstałe w wyniku zginania (fig. 3). Podobny charakter miały

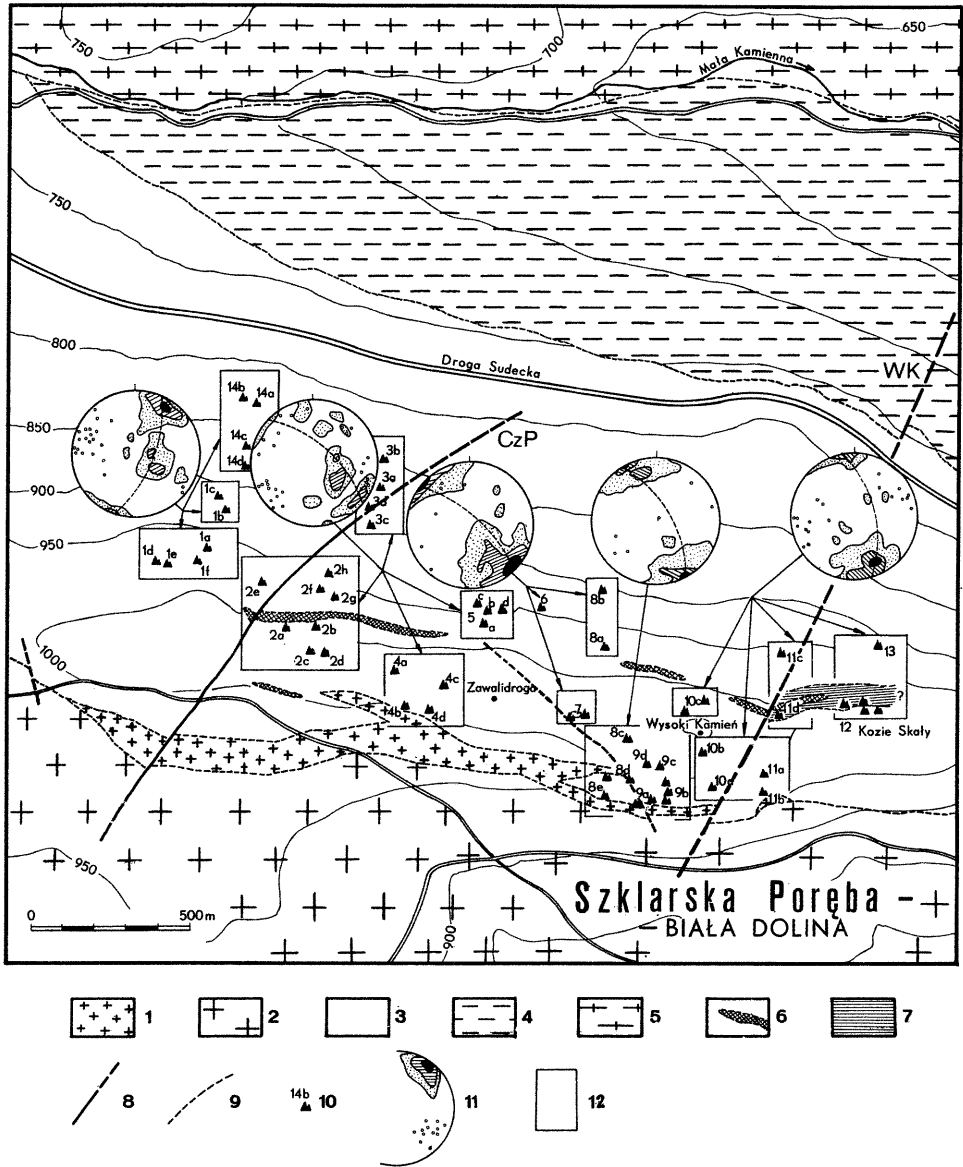


Fig. 2. Szkic geologiczny środkowej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby
Geologic sketch of the central part of the Szklarska Poręba slate range

Masyw karkonosko-izerski (masyw Karkonoszy): 1 – leukokratyczne apłitoidalne i pegmatytoidalne granitoïdy strefy endokontaktowej intruzji, 2 – granitoïdy średnioziarniste, porfirowate; metamorfik izerski: 3 – hornfelsy strefy egzokontaktowej intruzji, 4 – łupki chlorytowo-serycytowe (tzw. łupki „gnejsopodobne”), 5 – gnejsy średnio- oraz grubooczkowo-słojowe, 6 – amfibolity, 7 – gnejsy drobnooczkowo-słojowe (tzw. gnejsy „śródlupkowe”), 8 – uskoki: CzP – Czerwonego Potoku, WK – Wysokiego Kamienia; 9 – granice wydzielen litologicznych; 10 – ważniejsze odsłonięcia lub grupy odsłoneń wraz z ich numerami; 11 – diagramy mezostrukturalne w projekcji równo-powierzchniowej Schmidta (półkula górna): konturowe – foliacja S_1 , punktowe – osie mezofaldów F_2 , linia przerywana – pas foliacji S_1 ; 12 – kontury obszarów, z których pochodzą pomiary prezentowane na poszczególnych diagramach

Fig. 3. Partia przegubowa izoklinalnego mezofałdu F_1 , nieznacznie zdeformowana przez mezofałdy F_2

Bend zone of isoclinal mesofold F_1 , slightly deformed by mesofolds F_2

Hornfelsy z nieregularnymi laminami kwarcu (kropki) na północnym stoku Grzbietu Wysokiego (punkt 1a); $F_1 = 295/35$, $F_2 = 80/20$, 105/30, 130/35

Hornfelses with irregular quartz lamina (dots) on northern slope of Grzbiet Wysoki (point 1a); $F_1 = 295/35$, $F_2 = 80/20$, 105/30, 130/35

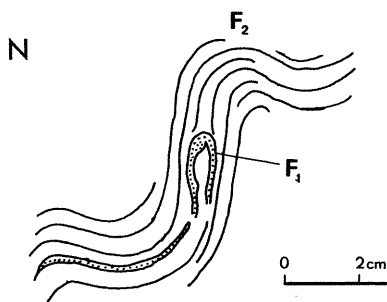
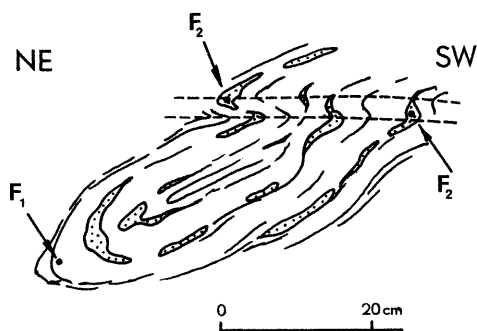


Fig. 4

Fig. 4. Śródfoliacyjny, wyoczkowany fałdek F_1 występujący w skrzydle mezofałdu F_2

Mid-foliation small eyed-fold F_1 in a wing of a mesofold F_2

Hornfelsy z laminami kwarcu na północnym stoku Grzbietu Wysokiego (punkt 1b); $F_1 = 110/35$, $F_2 = 100/40$

Hornfelses with quartz lamina on northern slope of Grzbiet Wysoki (point 1b); $F_1 = 110/35$, $F_2 = 100/40$

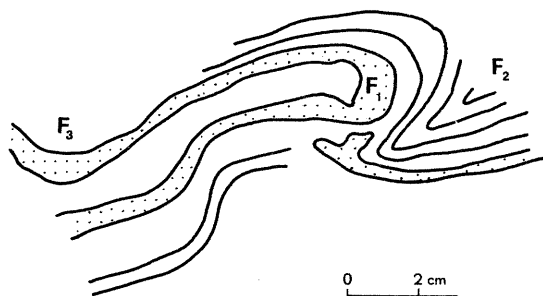


Fig. 5

Fig. 5. Mezofałdy trzech generacji $F_1 - F_3$ widoczne w bloku hornfelsów na południowo-zachodnim stoku Wysokiego Kamienia

Mesofolds of three generations $F_1 - F_3$ noted in hornfels block on southwestern slope of Wysoki Kamień

prawdopodobnie – jeszcze przed ich późniejszą modyfikacją – obserwowane w laminach kwarcowych fałdy symilarne.

Zgodnie z powierzchniami osiowymi mezofałdów F_1 wykształciła się synchroniczna z nimi i penetratywna dla całego obszaru foliacja S_1 . Jej powierzchnie – poza strefami przegubów fałdów F_1 – przebiegają generalnie zgodnie z powierzchniami pierwotnej stratyfikacji S_0 . Przecięcie się powierzchni S_0 i S_1 spowodowało utworzenie się – obecnie bardzo słabo i tylko lokalnie zaznaczającej się – linii akcji intersekcyjnej L_1 . Całkiem sporadycznie spotykana jest też li-

Karkonosze – Izera (Karkonosze) massif: 1 – leucocratic aplitoidal and pegmatitoidal granites of the intrusion endocontact zone, 2 – medium-grained porphyraceous granitoids; Izera metamorphic massif: 3 – hornfelses of the intrusion exocontact zone, 4 – chlorite-sericite slates (the so-called „gneiss-like” slates), 5 – medium- and coarse-augen-laminated gneisses, 6 – amphibolites, 7 – fine-augen-laminated gneisses (the so-called „midplate” gneisses); 8 – faults of: CzP – Czerwony Potok, WK – Wysoki Kamień; 9 – lithologic boundaries; 10 – selected exposures or their groups with numbers; 11 – mesostructural diagrams in Schmidt’s equisuperficial projection (upper hemisphere): contours – foliation S_1 , dots – axes of mesofolds F_2 , dashed line – foliation strip S_1 ; 12 – contours of areas from which come measurements presented at individual diagram

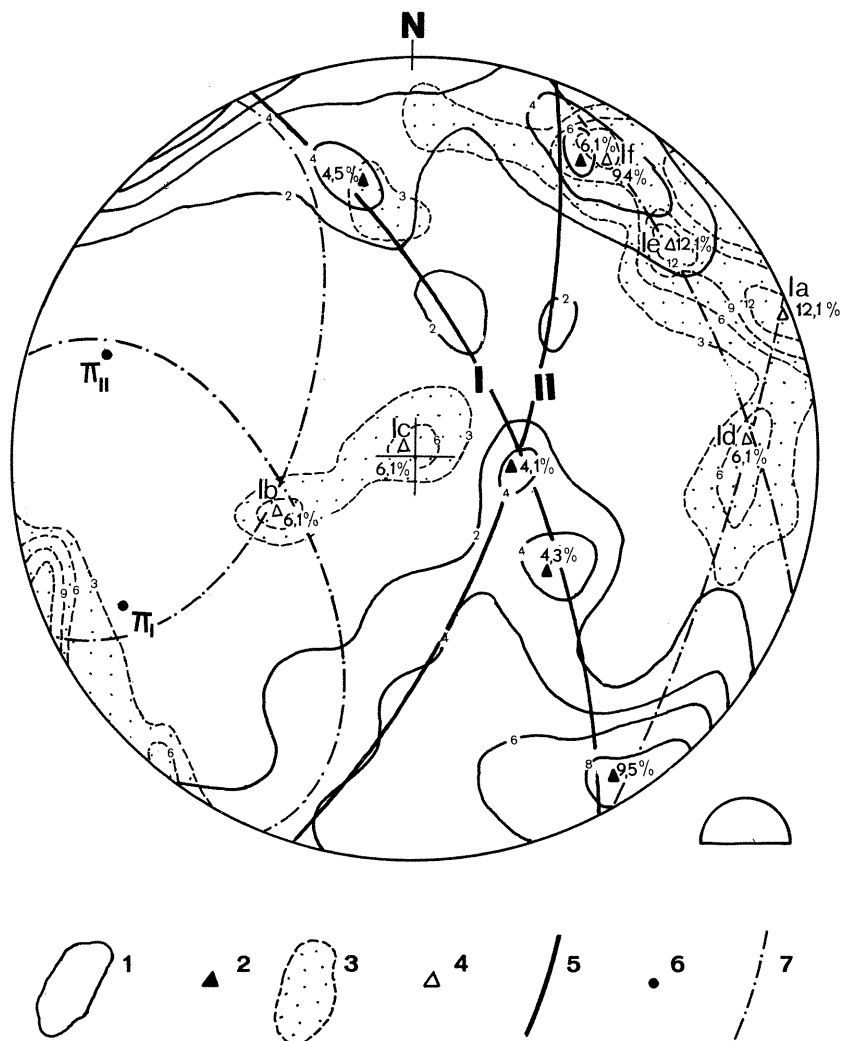


Fig. 6. Diagram orientacji mesostruktur pierwszej generacji (w projekcji Schmidta)

Diagram of orientation of mesostructures of the first generation (in Schmidt's projection)

1 - orientacja foliacji S_1 , izarytmy: 2, 4, 6, 8%, 325 pomiarów; 2 - maksima koncentracji punktów projekcyjnych orientacji foliacji S_1 ; 3 - orientacja osi mezofaldów F_1 oraz struktur liniowych L_1 , izarytmy: 3, 6, 9, 12%, 32 pomiary; 4 - maksima koncentracji punktów projekcyjnych orientacji struktur F_1 i L_1 ; 5 - pasy foliacji S_1 ; 6 - osie pasów foliacji; 7 - pasy zreorientowanych struktur F_1 i L_1

1 - orientation of foliation S_1 , isorithms: 2, 4, 6, 8%, 325 measurements; 2 - maxima of concentration of projection points of foliations S_1 orientation; 3 - orientation of axes of mesofolds F_1 and of linear structures L_1 , isorithms: 3, 6, 9, 12%, 32 measurements; 4 - maxima of concentration of projection points of structures F_1 and L_1 orientations; 5 - strips of foliation S_1 ; 6 - axes of foliation strips; 7 - strips of re-oriented structures F_1 and L_1

neacja krystalizacyjna L_1 . Wymienione struktury liniowe są wyjątkowo trudne do wyróżnienia z uwagi na ich częstą koaksjalność z innymi, młodszymi generacjami struktur liniowych.

Mezostруктуры pierwszej generacji charakteryzują się znaczną dyspersją swej przestrzennej orientacji. Foliacja S_1 odznacza się generalnie przebiegiem WSW – ENE, czyli zgodnym z równoleżnikową rozciągłością pasma Szklarskiej Poręby (fig. 2 i 13). Kierunek ten jest wyraźnie zaburzony w sąsiedztwie dwu największych – stwierdzonych na badanym obszarze – stref dyslokacyjnych: uskoku Wysokiego Kamienia – WK i Czerwonego Potoku – CzP (fig. 2 i 14). Na zachód od tego ostatniego, kierunek przebiegu foliacji zmienia się na WNW – ESE. Powierzchnie struktur S_1 zapadają zazwyczaj stromo ku S, SE lub SW, a rzadziej na N, NE bądź NW. Ich obraz na diagramach statystycznych w projekcji równopowierzchniowej Schmidta (fig. 2 i 6) wskazuje, że są one wyraźnie załadowane. Obecność dwu krzyżujących się pasów foliacji (fig. 6 i 10, pasy I i II) można tłumaczyć reorientacją tych struktur na skrzydłach uskoku Czerwonego Potoku (fig. 2).

Na znaczną dyspersję orientacji osi mezofałdów F_1 , jak też struktur liniowych L_1 (fig. 6, max. 1a – f) w głównej mierze wpłynęła ich reorientacja podczas późniejszego fałdowania w etapie D_2 . Ich punkty projekcyjne tworzą pasy układające się równolegle do pasów foliacji S_1 , których normalne uplasowują się w pobliżu maksimum pól grupujących struktury F_2 i L_2 (fig. 6 i 10). Dalsza reorientacja struktur F_1 i L_1 była najprawdopodobniej wywołana przez uskok Czerwonego Potoku. Być może na reorientację części struktur F_1 i L_1 miał też wpływ niejednorodny charakter pierwszej deformacji wynikający z niehomogeniczności fałdowanego materiału oraz niecylicydryczny charakter niektórych fałdów F_1 .

DRUGA FAZA DEFORMACJI – D_2

Druga generacja mezostuktur składa się z mezofałdów F_2 , lineacji intersekcyjnej, krystalizacyjnej i zmarszczkowania L_2 oraz foliacji typu złupkowania krystalizacyjnego S_2 .

Powszechnie występujące na badanym terenie mezofałdy F_2 są najczęściej wyraźnie wergentnymi formami asymetrycznymi (wąsko- lub średniopromiennymi) o amplitudzie od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Zazwyczaj są to fałdy symilarne powstałe w wyniku ścinania (fig. 3, 5, 7). Lokalnie, w obrębie hornfelsów towarzyszą im fałdy krenulacyjne (fig. 8), pojawiające się wewnątrz większych struktur symilarnych. Oba rodzaje wymienionych fałdów tworzyły się niemal równocześnie w różnym pod względem kompetencji materiale skalnym. Powstawanie fałdów symilarnych mogło nieznacznie wyprzedzać w czasie tworzenie się struktur krenulacyjnych. Niewielka ilość fałdów drugiej generacji wykształciła się w formie struktur dysharmonijnych (fig. 9) lub też załomowych. Mezofałdy F_2 deformują foliację S_1 oraz powodują powszechną rotację osi fałdków F_1 . W stosunku do tych ostatnich wykazują one zazwyczaj wyraźną superpozycję.

Zgodnie z powierzchniami osiowymi niektórych mezofałdów F_2 wykształciła się lokalnie synchroniczna foliacja S_2 typu złupkowania krystalizacyjnego. Najczęściej zaznacza się ona w formie kliważu krenulacyjnego (fig. 8). Według nomenklatury proponowanej przez D.R. Graya (1977a, b, c) jest to zazwyczaj kliważ krenulacyjny nieciągły (*discrete*), a dużo rzadziej strefowy (*zonal*). Kąt dwuścienny między S_1 i S_2 w tych strukturach waha się od 50 do 70°. Natomiast na skrzydłach niektórych – najczęściej izoklinalnych – fałdów F_2 powierzchnie foliacji S_1 i S_2 , jak również powierzchnie stratyfikacji S_0 są do siebie równoległe, co uniemożliwia ich rozróżnienie. Powierzchnie foliacji S_2 nie wykazują wyraźnej dyspersji swej orientacji. Na powierzchniach foliacji S_1 często obserwuje się lineację krystalizacyjną lub zmarszczkowanie L_2 . Lokalnie widoczna jest też lineacja intersekcyjna L_2 powstała wskutek ścinania się powierzchni S_1 z S_2 .

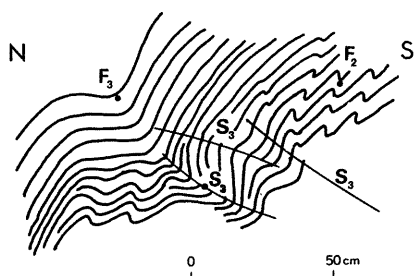


Fig. 7

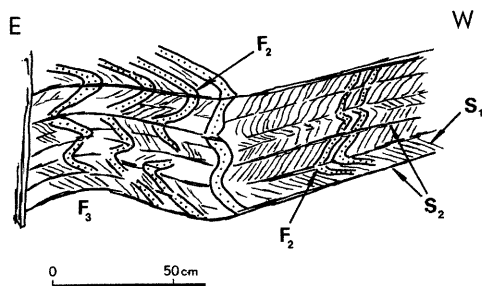


Fig. 8

Fig. 7. Superpozycja mezofałdów F_3 w stosunku do starszych mezofałdów F_2

Superposition of mesofolds F_3 against older mesofolds F_2

Hornfelsy na północnym stoku Grzbietu Wysokiego (punkt 1a); $F_2 = 310/10, 320/5, F_3 = 195/20, S_3 = 205/25$
 Hornfelses on northern slope of Grzbiet Wysoki (point 1a); $F_2 = 310/10, 320/5, F_3 = 195/20, S_3 = 205/25$

Fig. 8. Superpozycja fałdów krenulacyjnych F_2 względem szerokopromiennego mezofałdu F_3

Superposition of crenulation folds F_2 against mesofold F_3

Hornfelsy z laminaми kwarcu (kropki) na północnym stoku Grzbietu Wysokiego (punkt 14a); $F_2 = 135/20, 125/30, S_2 = 350/40, 355/45, F_3 = 170/30$

Hornfelses with quartz laminae (dots) on northern slope of Grzbiet Wysoki (point 14a); $F_2 = 135/20, 125/30, S_2 = 350/40, 355/45, F_3 = 170/30$

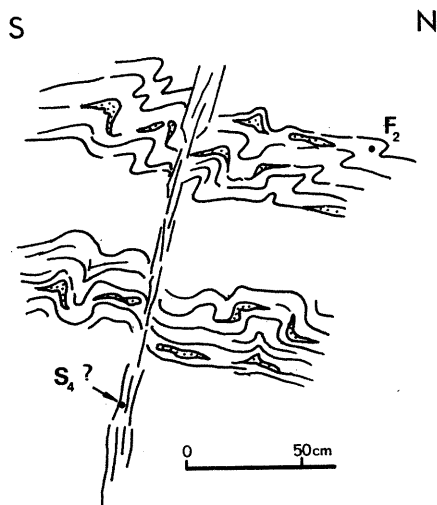


Fig. 9. Strefa ścięcia $S_4?$ przecinająca silnie sfaldowane (F_2) hornfelsy

Shearing zone $S_4?$ cutting intensively folded (F_2) hornfelses

Północny stok Grzbietu Wysokiego (punkt 14a); $F_2 = 125/15, 135/20, S_4? = 200/65$

Northern slope of Grzbiet Wysoki (point 14a); $F_2 = 125/15, 135/20, S_4? = 200/65$

Osie mezofałdów F_2 oraz struktury liniowe L_2 charakteryzują się stosunkowo jednolitą przestrzenną orientacją, tworząc na diagramie statystycznym dwa przesunięte względem siebie maksima (fig. 10). Przesunięcie to zostało spowodowane rotacją mas skalnych zachodzącą wzdłuż uskoku Czerwonego Potoku. Struktury te, występujące w zachodnim skrzydle dyslokacji, odznaczają się generalnym przebiegiem WNW–ESE, natomiast w skrzydle wschodnim – WSW–ENE lub SW–NE (fig. 2). Ich maksima pokrywają się z normalnymi (też zrotowanymi przez uskoki) dwiema wyróżnionymi pasami foliacji S_1 (fig. 6 i 10). Wynika z tego, że

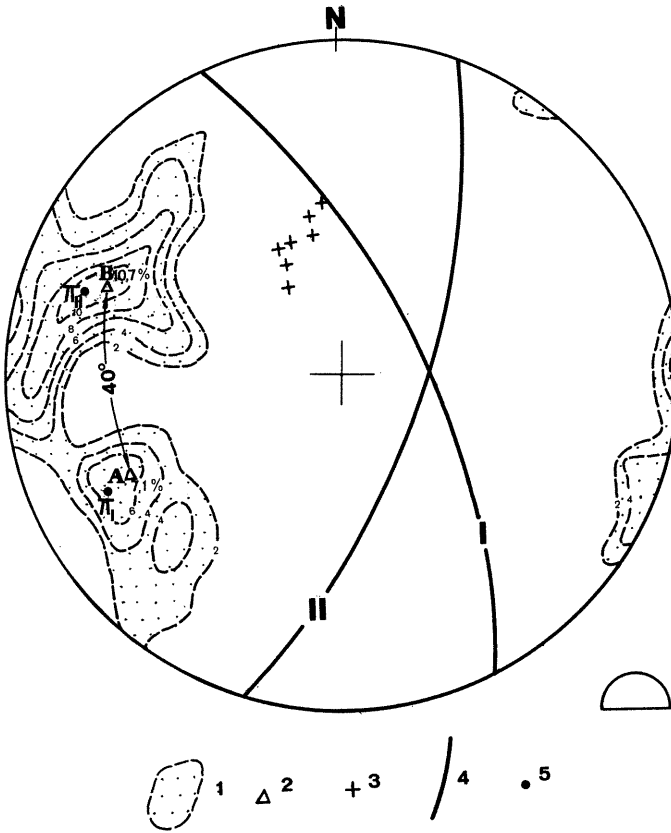


Fig. 10. Diagram orientacji mezostruktur drugiej generacji (w projekcji Schmidta)

Diagram of orientation of mesostructures of the second generation (in Schmidt's projection)

1 – orientacja osi mezofałdów F_2 oraz struktur liniowych L_2 , izarytmy: 2, 4, 6, 8, 10%, 56 pomiarów; 2 – maksima koncentracji punktów projekcyjnych orientacji struktur F_2 i L_2 ; 3 – orientacja foliacji S_2 ; 4 – pasy foliacji S_1 (por. fig. 6); 5 – osie pasów foliacji S_1 (por. fig. 6)

1 – orientation of axes of mesofolds F_2 and linear structures L_2 , isorithms: 2, 4, 6, 8, 10%, 56 measurements; 2 – maxima of concentration of projection points of structures F_2 and L_2 orientations; 3 – orientation of foliation S_2 ; 4 – foliation S_1 strips (cf. Fig. 6); 5 – axes of strips of foliation S_1 (cf. Fig. 6)

tworzenie się mezostruktur F_2 i L_2 oraz hipotetycznych makrofałdów (zaznaczających się na fig. 2, 6 i 10 w postaci pasów foliacji S_1) miało miejsce w jednej fazie deformacji D_2 .

TRZECIA FAZA DEFORMACJI – D_3

Faza ta objęła tylko pewne, lokalne partie pasma łupkowego Szklarskiej Poręby. W przeciwieństwie do faz starszych nie ma ona charakteru penetratywnego. Reprezentują ją jedynie asymetryczne, szerokopromienne, koncentryczne fałdy ze zginania F_3 o amplitudzie nie przekraczającej zazwyczaj 20 cm (fig. 5, 7 i 8). Ich powierzchnie osiowe podkreślone są niekiedy słabym złupkowaniem spękaniowym S_3 (fig. 7), natomiast nigdy nie rozwija się zgodnie

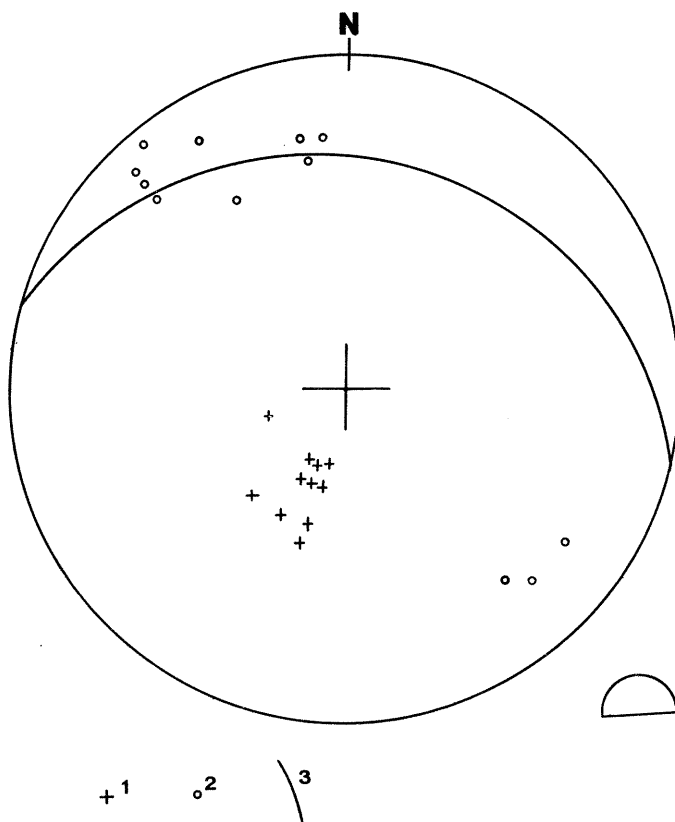


Fig. 11. Diagram orientacji mezostruktur trzeciej generacji (w projekcji Schmidta)

Diagram of orientation of mesostructures of the third generation (in Schmidt's projection)

1 – orientacja złupkowania spękaniaowego S_3 ; 2 – orientacja osi mezofałdów F_3 ; 3 – położenie wybranej powierzchni złupkowania spękaniaowego S_3

1 – orientation of fissure schistosity S_3 ; 2 – orientation of mesofold F_3 axes; 3 – location of selected plane of fissure S_3 schistosity

z nimi złupkowanie krystalizacyjne. Geometria tych struktur wskazuje na znaczne usztywnienie się deformowanego materiału. Fałdy omawianej generacji deformują w niewielkim stopniu wszystkie starsze mezostruktury, a w szczególności powierzchnie foliacji S_1 .

Dyspersja osi mezofałdów F_3 oraz związanych z nimi powierzchni złupkowania spękaniaowego S_3 jest z reguły niewielka (fig. 11). Przebiegają one zazwyczaj skośnie w stosunku do struktur starszych, lecz lokalnie bywają koaksjalne z fałdami F_2 . Osie mezofałdów F_3 w północnej części badanego obszaru częściej zapadają w kierunku SSE, natomiast w południowej – na NW.

NAJMŁODZA FAZA DEFORMACJI – D_4 ?

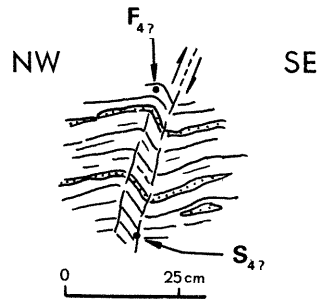
Jej przejawy – w odróżnieniu od pobliskiego pasma Starej Kamienicy – spotykane są sporadycznie. Deformację tę reprezentują sztywne, płaskoskrzydłe mezofałdy załamowe bądź fleksurowate, których osie zapadają

Fig. 12. Szytwe mezofałdy załomowe najmłodszej generacji ($F_4?$)

Rigid fault mesofolds of the youngest generation ($F_4?$)

Hornfelsy z laminami kwarcu (kropki) w szczytowej partii Grzbietu Wysokiego około 700 m na WNW od Zawalidrogi (punkt 2a); $F_4? = 75/35$, $S_1? = 160/85$

Hornfelses with quartz laminae (dots) at summit of Grzbiet Wysoki about 700 m to west-northwest from Zawalidroga (point 2a); $F_4? = 75/35$, $S_1? = 160/85$



połogo w kierunku ENE (fig. 12). Ich stromo nachylone powierzchnie osiowe niemal zawsze podkreślone są przez bardziej lub mniej wyraźne strefy ścięć o przebiegu WSW – ENE. Strefy te wykorzystywane są niekiedy przez aplity związane genetycznie z waryscyjską intruzją karkonosko-izerską. Zaliczając te struktury do najmłodszej generacji, oparto się głównie na ich charakterystycznej geometrii oraz na porównaniu z analogicznymi formami stwierdzonymi w pobliskim paśmie łupkowym Starej Kamienicy (J. Żaba, 1984c). Orientacja przestrzenna osi i powierzchni osiowych tych fałdów odpowiada bowiem dokładnie wyodrębnionym tam mezofałdom F_5 .

ZWIĄZEK MEZOSTRUKTUR Z MAKROFAŁDAMI

Jak wynika z diagramów statystycznych prezentowanych na fig. 2, 6 i 10, struktury linijne F_2 i L_2 wyraźnie uplasowują się w osi pasa foliacji S_1 . Świadczy to o tym, iż mezostruktury F_2 i L_2 oraz hipotetyczne makrofałdy powstały w tej samej fazie deformacji (D_2) i są generalnie jednowiekowe. Podjęto próbę dokładniejszego umiejscowienia i scharakteryzowania makrostruktur F_2 . Na podstawie kartograficznego zestawienia osi asymetrycznych mezofałdów F_2 , traktowanych jako B – lineacja rotacyjna z wyróżnionym zwrotem (J. Koziar, 1972; J. Żaba, L. Teper, w druku), wyodrębniono na badanym obszarze kilka obalonych, izoklinalnych i zazwyczaj wąskopromiennych m a k r o f a ł d ó w F_2 (fig. 13 i 14) o amplitudach i promieniach wahających się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Makrofałdy te na zachodnim skrzydle uskoku Czerwonego Potoku obalone są w kierunku południowym, natomiast na skrzydle wschodnim w kierunku północnym (fig. 14).

SPĘKANIA SKALNE

Główne zespoły spękań, występujące w hornfelsach pasma Szklarskiej Poręby, jak też w granitoidach karkonosko-izerskich w pobliżu ich kontaktu z osłoną, wykazują duże podobieństwo swej przestrzennej orientacji (fig. 15). Zarówno w granitoidach, jak też w obrębie ich północnej osłony dominują dwa komplementarne zespoły niemal pionowo zorientowanych spękań regionalnych o przebiegu NW – SE i SW – NE (miejscami SSW – NNE). Według H. Cloosa (1925) pierwsze z nich zaliczane są do spękań podłużnych S (równoległych do struktur fluidalnych w granicie), natomiast drugie – do spękań poprzecznych Q (ekstensyjnych). Oba zespoły spękań uważane są przez M. Mierzejewskiego (1973) za ścinające, powstałe w wyniku nacisków idących z północy. W obrębie hornfelsów spękania te przecinają wszystkie dotychczas opisane generacje mezostruktur. Niekiedy wykorzystywane są one przez aplity zaliczane na tym obszarze do czwartej generacji utworów żyło-

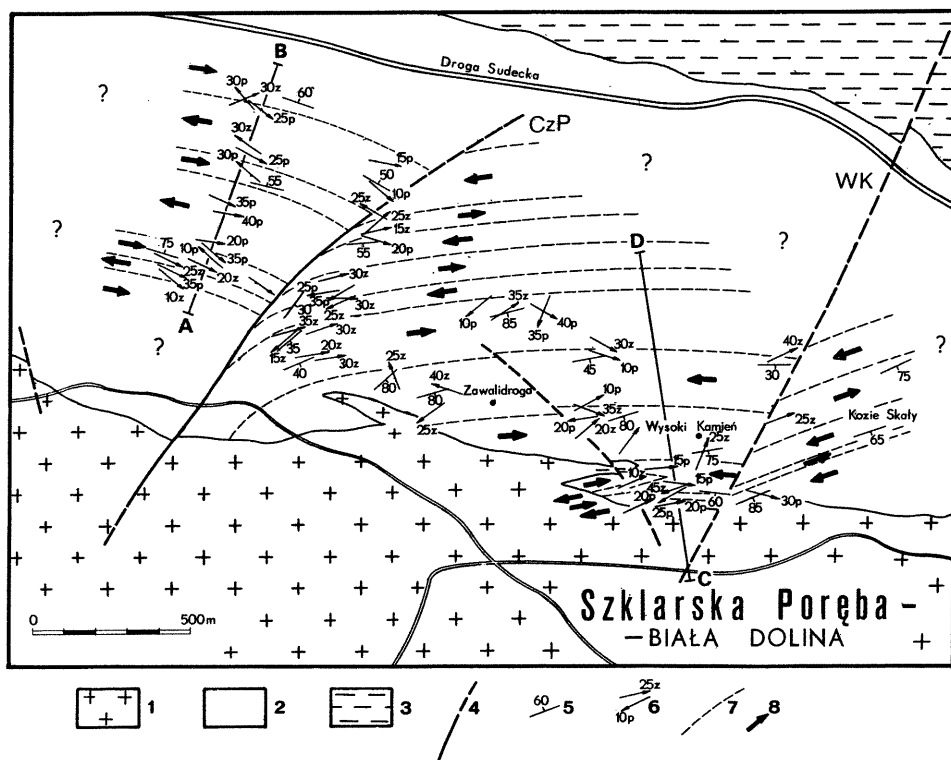


Fig. 13. Szkic tektoniczny środkowej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby

Tectonic sketch of the central part of the Szklarska Poręba slate range

1 – granitoidy masywu karkonosko-izerskiego (masywu Karkonoszy); 2 – hornfelsy pasma łupkowego Szklarskiej Poręby; 3 – łupki chlorytowo-serycytowe (tzw. łupki „gnejsopodobne”); 4 – uskoki; 5 – orientacja biegu i upadu powierzchni foliacji S_1 ; 6 – orientacja osi mezofałdów F_2 z wyróżnionym zwrotem zgodnym (z) lub przeciwnym (p) w stosunku do kierunku ich upadu; 7 – granice stref różniących się kierunkiem transportu tektonicznego; 8 – generalny zwrot B-lineacji rotacyjnej charakteryzujący strefy o jednakowym kierunku transportu tektonicznego; A–B, C–D – linie przekrojów geologicznych (por. fig. 14)

1 – granitoids of the Karkonosze–Izera (Karkonosze) massif; 2 – hornfelses of the Szklarska Poręba slate range; 3 – chlorite-sericite slates (the so-called „gneiss-like” slates); 4 – faults; 5 – azimuth and dip of foliation S_1 plane; 6 – orientation of mesofold F_2 axes with distinguished direction agreeable (z) or opposite (p) to their dips; 7 – boundaries of zones with different direction of tectonic transport; 8 – general direction of rotary lineation B typical for zones with the same direction of tectonic transport; A–B, C–D – geologic sections (cf. Fig. 14)

wych (N. Cieśliński, J. Żaba, w druku). Spękania regionalne są też młodsze od większości – występujących tylko w hornfelsach – zespołów spękań lokalnych (fig. 15 oraz N. Cieśliński, J. Żaba, w druku). Najprawdopodobniej powstały one również później od uskoku Czerwonego Potoku, gdyż na obu jego skrzydłach – w odróżnieniu od struktur fałdowych i związanych z nimi powierzchni foliacji (fig. 2, 13 i 14) – wykazują identyczną orientację przestrzenną (fig. 15).

USKOKI

Na obszarze badań wyróżniono trzy dyslokacje (fig. 2, 13 i 15).

Uskok Czerwonego Potoku (CzP), występujący w zachodniej części obszaru, charakteryzuje się przebiegiem SW–NE. Jest to uskoki rotacyjny

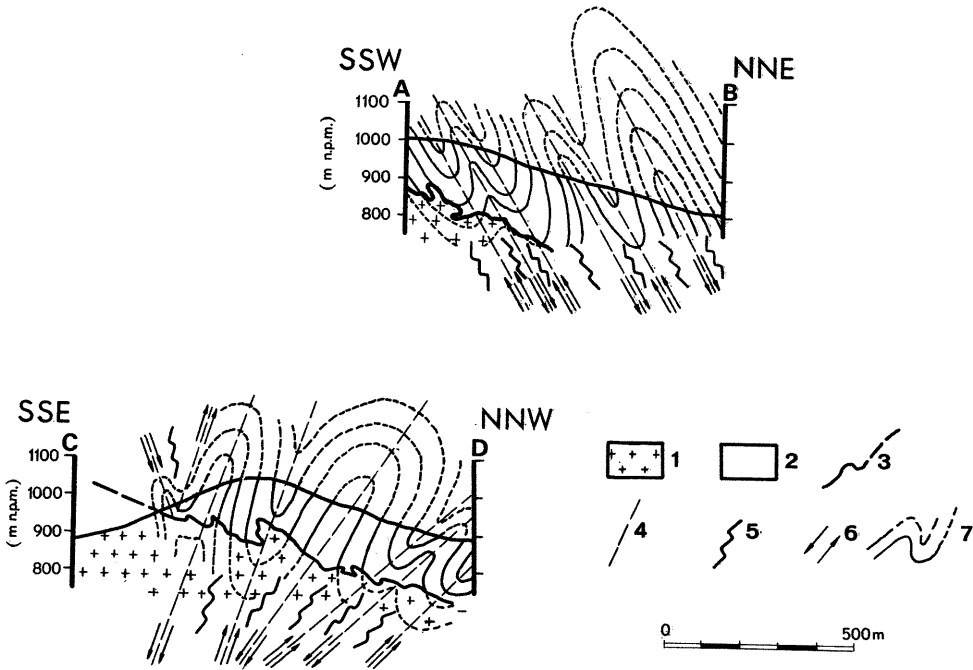


Fig. 14. Wybrane przekroje geologiczne przez środkową część pasma łupkowego Szklarskiej Poręby
Selected geologic sections across the central part of the Szklarska Poręba slate range

- 1 – granitoidy masywu karkonoszo-izerskiego (masywu Karkonoszy); 2 – hornfelsy pasma łupkowego Szklarskiej Poręby; 3 – przypuszczalna powierzchnia kontaktu granitoidów z hornfelsami; 4 – granice stref o przeciwnym kierunku transportu tektonicznego; 5 – wergencja mezofałdów F_2 (zaznaczona schematycznie); 6 – zwrot względnych ruchów dyferencyjnych; 7 – makrofałdy F_2
- 1 – granitoids of the Karkonosze-Izera (Karkonosze) massif; 2 – hornfelses of the Szklarska Poręba slate range; 3 – probable contact of granites with hornfelses; 4 – boundaries of zones with opposite directions of tectonic transport; 5 – vergence of mesofolds F_2 (indicated roughly); 6 – direction of relative differential movements; 7 – macrofolds F_2

(nożycowy lub zawiasowy), którego zachodnie skrzydło – na terenie pasma Szklarskiej Poręby – uległo obniżeniu, natomiast wschodnie – podniesieniu. Oś rotacji tej dyslokacji znajduje się prawdopodobnie w obrębie granitów. Za takim charakterem tego uskoku przemawiają następujące obserwacje: a – gwałtowna zmiana kierunku biegu foliacji o kąt około 40° z NNW–SSE w skrzydle wschodnim na NNE–SSW w skrzydle zachodnim (fig. 2 i 13); b – rozbieżność kątowna między pasmami foliacji I i II, jak też między odpowiadającymi im maksimumi orientacji mezofałdów F_2 ; A i B (fig. 10); c – przeciwne kierunki upadu foliacji na skrzydłach dyslokacji – na zachodnim zapada ona ku N, a na wschodnim ku S (fig. 13 i 14); d – łukowate wygięcie linii uskokuwej z SSW ku NE, świadczące o upadzie powierzchni uskokuwej ku SE; e – nieznaczne przesunięcie granicy intersekcyjnej między hornfelsami i granitami oraz zmiana kierunku jej biegu (fig. 2, 13 i 15). Omawiana dyslokacja dobrze zaznacza się w morfologii terenu.

Uskok Wysokiego Kamienia (WK) znajduje się po wschodniej stronie Wysokiego Kamienia przebiegając z SSW na NNE. Dyslokację tę wyróżniono ze względu na: a – przesunięcie granic intersekcyjnych między hornfelsami i granitami oraz hornfelsami i gnejsami (fig. 2, 13 i 15); b – niewielką zmianę kierunku biegu foliacji z równoleżnikowego na skrzydle zachodnim na ENE–WSW

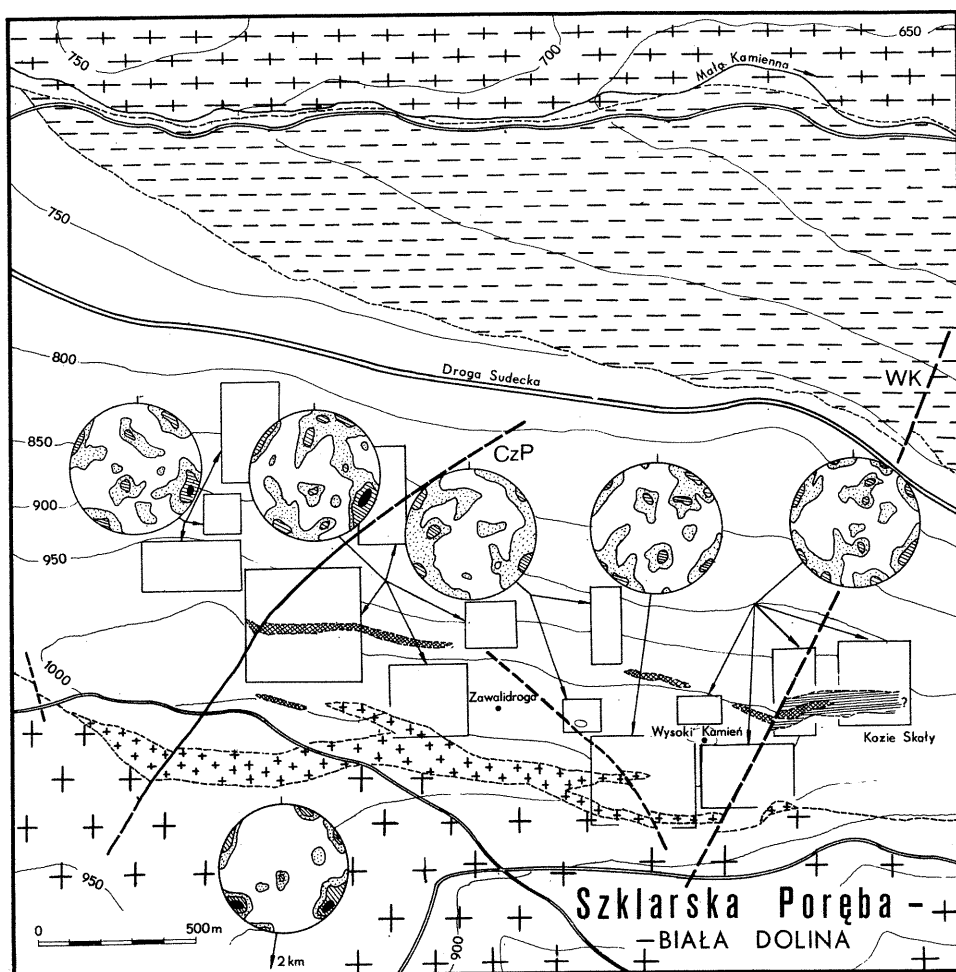


Fig. 15. Orientacja spękań skalnych w środkowej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby

Orientation of fissures in rocks in the central part of the Szklarska Poręba slate range

Diagramy konturowe (projekcja równopowierzchniowa Schmidta, półkula górna) przedstawiają orientację spękań skalnych w różnych rejonach badanego terenu; pozostałe objaśnienia – patrz fig. 2

Contour diagrams (Schmidt's equisuperficial projection, upper hemisphere) present orientation of fissures in various fragments of the studied area; for other explanations see Fig. 2

na skrzydle wschodnim (fig. 13); c – wyniki interpretacji zdjęć satelitarnych (B. Mroczkowska i in., 1984).

Przypuszczalna dyslokacja o przebiegu SE–NW znajduje się też w środkowej części badanego terenu. Wyróżniono ją z uwagi na przesunięcie granicy intersekcyjnej między hornfelsami i granitami oraz silne strzaskanie i skwarcowanie skał wzdłuż jej biegu.

PODSUMOWANIE

Na badanym obszarze wyróżniono cztery etapy (fazy ?) deformacji tektonicznych, prowadzących do tworzenia się mezofałdów i odpowiadających im struktur planarnych. Kolejne generacje mezostruktur świadczą o etapowym rozwoju deformacji w zmiennym polu sił przy jednocześnie zwiększającej się kompetencji odkształcanych skał. Spośród struktur sedymentacyjnych stwierdzono jedynie powierzchnie pierwotnej stratyfikacji S_0 , które – jak się wydaje – mogły w pewnym stopniu narzucać swą geometrią kierunki dalszych tektonicznych deformacji, szczególnie tych, które zachodziły w fazie D_1 .

Fałdowe struktury makroskopowe tworzyły się najprawdopodobniej tylko podczas dwu pierwszych deformacji – D_1 i D_2 . Deformacja D_2 spowodowała reorientację struktur powstałych w etapie D_1 . W obrębie pasma łupkowego Szklarskiej Poręby utworzyło się wtedy kilka obalonych, izoklinalnych i zazwyczaj wąskopromiennych makrofałdów F_2 o amplitudach i promieniach wahających się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Dalsze deformacje – młodsze od D_2 – prowadziły jedynie do lokalnego powstawania, już nie penetratywnych, nowych generacji mezostruktur, nie mających swych makroskopowych odpowiedników. Tylko w niewielkim stopniu wpłynęły one na generalny plan strukturalny pasma Szklarskiej Poręby ukształtowany w drugim etapie deformacji. Podobna sytuacja została stwierdzona w pobliskim paśmie łupkowym Starej Kamienicy (J. Żaba, 1984c). Spękania zgodne z powierzchniami osiowymi niektórych – wyróżnionych w niniejszym artykule – najmłodszych mezofałdów wykorzystywane są przez aplity związane genetycznie z plutonem karkonosko-izerskim. Struktury te są zatem nieco starsze lub co najwyżej synchroniczne z waryscyjską intruzją.

Na obszarze badań stwierdzono dwie dyslokacje o znaczeniu regionalnym. Uskok Czerwonego Potoku (CzP) ma charakter rotacyjny. Jest on młodszy od drugiej deformacji skał pasma Szklarskiej Poręby, lecz starszy od – penetratywnych dla całego obszaru – spękań regionalnych, powstałych w schyłkowych etapach lub po zakończeniu intruzji waryscyjskich granitoidów. Spękania te – w przeciwieństwie do struktur pierwszej i drugiej generacji – nie uległy rotacji na skrzydłach tej dyslokacji. Druga deformacja skał metamorfiku izerskiego – główna na tym terenie – spowodowała między innymi zgnejsowanie niektórych przedwaryscyjskich granitoidów izerskich (J. Żaba, 1984b). Według M. Borkowskiej i in. (1980) zgnejsowanie to miało miejsce po fawenie, lecz jeszcze przed 310–320 mln lat. Natomiast spękania regionalne pojawiły się w granitoidach karkonosko-izerskich (i ich osłonie) już po ich – chociaż częściowej – konsolidacji, której wiek oceniany jest w przybliżeniu na około 300 mln lat (K. Przewłocki i in., 1962; V. Šmejkal, 1964; J. Borucki, 1966; T. Depciuch, J. Lis, 1971). Tak więc sygnalizowane w niniejszym opracowaniu przemieszczenia mas skalnych zaszyły wzdłuż uskoku Czerwonego Potoku w interwale czasowym od 310 (320) do 300 mln lat. Fakt, iż uskok ten przecina na pewnym odcinku waryscyjskie granitoidy nie musi świadczyć o tym, że powstał on dopiero po ich konsolidacji pod koniec wymienionego przedziału czasowego, ponieważ dyslokacja ta mogła być w późniejszym okresie wielokrotnie odnawiana.

Uskok Wysokiego Kamienia (WK) ma najprawdopodobniej charakter zrzutowy (wschodnie skrzydło obniżone ?). Leży on zgodnie z dużą regionalną strefą dyslokacyjną, stwierdzoną w wyniku interpretacji zdjęć satelitarnych Landsat

(B. Mroczkowska i in., 1984). Strefa ta – oprócz metamorfiku izerskiego – przecina też granitoidy masywu karkonosko-izerskiego.

Wydział Nauk o Ziemi
Uniwersytetu Śląskiego
Sosnowiec, ul. Mielczarskiego 60
Nadesłano dnia 5 listopada 1986 r.

PIŚMIENNICTWO

- BERG G. (1926) – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Flinsberg-Strickenhäuser. Preuss. Geol. Land., Lief., 262. Berlin.
- BERG G. (1941a) – Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Warmbrunn (2 Aufl.). R-Stelle f. Bodenforschung. Berlin.
- BERG G. (1941b) – Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Schreiberhau und Schnee gruben-Baude (2 Aufl.). R-Stelle f. Bodenforschung. Berlin.
- BORKOWSKA M. (1966) – Petrografia granitu Karkonoszy. Geol. Sudetica, 2, p. 7–107.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL P. (1980) – Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. Acta Geol. Pol., 30, p. 121–146, nr 2.
- BORUCKI J. (1966) – Wstępne wyniki datowań bezwzględnych (K–Ar) granitoidów dolnośląskich. Kwart. Geol., 10, p. 1–19, nr 1.
- CIEŚLIŃSKI N., ŻABA J. (w druku) – Pozycja strukturalna warwscyjskich utworów żyłowych w strefie północnego kontaktu masywu Karkonoszy w rejonie Szklarskiej Poręby (Sudety Zachodnie): Geol. Sudetica.
- CLOOS H. (1925) – Einführung in die tectonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granit-tektonik). I Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien, Bau, Bildung und Oberflächengestaltung. Berlin.
- DEPCIUCH T., LIS J. (1971) – Wiek bezwzględny (K–Ar) granitoidów masywu Karkonoszy (Dolny Śląsk). Kwart. Geol., 15, p. 855–861, nr 4.
- GRAY D.R. (1977a) – Differentiation associated with discrete crenulation cleavages. Lithos, 10, p. 89–101, nr 2.
- GRAY D.R. (1977b) – Morphologic classification of crenulation cleavage. Jour. Geol., 85, p. 229–235.
- GRAY D.R. (1977c) – Some parametres which affect the morphology of crenulation cleavages. Jour. Geol., 85, p. 763–780.
- KOZIAR J. (1972) – Kompas geologiczny – technika i analiza pomiarów. Wyd. UWr. Wrocław.
- KOZIAR J. (1973) – Budowa geologiczna okolic Rozdroża Izerskiego ze szczególnym uwzględnieniem wystąpień skał kwarcowych. Acta Univ. Wratisl., 192, p. 75–105.
- MIERZEJEWSKI M. (1973) – Rozwój i następstwo niektórych struktur w plutonie Karkonoszy. Materiały do konferencji terenowej: Kryteria strukturalne w określaniu rozwoju granitoidów bloku karkonosko-izerskiego, p. 7–20. Wyd. UWr. Wrocław.
- MROZKOWSKA B., MROZKOWSKI J., OSTAFICZUK S. (1984) – Origin of the Cieplice Thermal Waters – an example of Landsat image analysis in hydrogeology. Bull. Pol. Ac. Sci., Earth Sci., 31, p. 21–25, nr 1–4.
- OBERC J. (1967a) – Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego. Przew. 40 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zgorzelcu, p. 58–60. Wyd. Geol. Warszawa.
- OBERC J. (1967b) – Rozrzut B-lineacji w krystaliniku izerskim. Roczn. Pol. Tow. Geol., 37, p. 373–384, z. 3.

- OBERC J. (1972) – Budowa geologiczna Polski, 4, Tektonika, Cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Inst. Geol. Warszawa.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H.H., FAUL H. (1962) – Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, p. 1069–1075, nr 10.
- SMULIKOWSKI W. (1972) – Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. *Geol. Sudetica*, 6, p. 97–188.
- ŠMEJKAL V. (1964) – Absolutní staří některých vyvěřelých a metamorfovaných hornin českého masivu stanovené kalium-argonovou metodou. *Sbor. geol. věd., Geol., ř. G*, 4, p. 121–134.
- ŻABA J. (1979) – Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie). *Geol. Sudetica*, 14, p. 47–74, nr 2.
- ŻABA J. (1984a) – Some remarks on Pre-Variscan contact metamorphism of rocks of the Izera Block (Western Sudetes). *Bull. Pol. Ac. Sci., Sér. Sci. Terre*, 32, p. 73–80, nr 1–4.
- ŻABA J. (1984b) – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie). *Geol. Sudetica*, 19, p. 89–190, nr 2.
- ŻABA J. (1984c) – Stosunek waryscyjskiego granitoidu Karkonoszy do metamorfiku północnej osłony oraz tektonika fałdowa pasm łupkowych Szklarskiej Poręby i Starej Kamienicy (krystalinik izerski). *Terenowa konferencja naukowa: Wybrane zagadnienia tektoniki krystaliniku izersko-lużyckiego, Jelenia Góra–Görlitz*, 27–28 maja 1984, p. 7–72. Wyd. UŚI. Katowice.
- ŻABA J., TEPER L. (w druku) – Remarks on of tectonic transport directions in the Izera Block, Western Sudetes. *Krystalinikum*, 20.

Ежи ЖАБА, Рышард КУЗАК

СТРУКТУРНОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЛАНЦЕВОГО ПОЯСА ШКЛЯРСКОЙ ПОРЕМБЫ (ИЗЕРСКИЕ ГОРЫ)

Резюме

Выделено 4 этапа (фазы?) тектонических нарушений D_1 – D_4 , вследствие которых образуются мезоскладки и соответствующие им планарные структуры. Морфология и пространственная ориентировка совокупностей мезоструктур свидетельствует о поэтапном развитии нарушений в изменчивом силовом поле, а также о постепенном нарастании компетенции деформируемых пород. Среди седиментационных структур отмечены единственно поверхности первичной стратификации S_0 , которые как нам кажется могли в определенной степени определять направление дальнейших тектонических нарушений. Вне зон перегибов складчатых структур эти поверхности обычно ориентированы согласно с проникающим расслоением S_1 .

Складчатые макроструктуры возникали вероятнее всего только во время двух первых нарушений D_1 и D_2 . Нарушение D_2 привело к переориентировке структур, образовавшихся на этапе D_1 . В пределах сланцевого пояса Шклярской Порембы тогда образовалось несколько опрокинутых изоклинальных и преимущественно короткого радиуса макроскладок F_2 с амплитудами и радиусами, колеблющимися от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Последующие нарушения — моложе D_2 — способствовали образованию локальных не проникающих структур, новых генераций мезоструктур, не имеющих макроаналогов. Они в очень незначительной степени повлияли на общий структурный план пояса Шклярской Порембы, формировавшийся на втором этапе деформационных процессов. Осевотрещинное расслоение (S_4 ?) некоторых мезоскладок самой младшей генерации (F_4 ?) иногда используются апплитами, генетически свя-

занными с Карконошско-Изерским плутоном (массив Карконоши). Такие структуры тем самым несколько старше или по крайней мере синхронны с этой варисцийской интрузией.

На изучаемой территории отмечено две региональные дислокации. Сброс Червоного Потока (CzP) является вращательным. Он моложе второго нарушения пород метаморфического Изерского массива D_2 , наступившего после фамена но за 310—320 млн. лет. Он же старше региональных проникающих трещин на всей территории, возникших в самых последних этапах образования варисцийских гранитоидных интрузий или после них (около 300 млн. лет тому назад). Эти трещины — в противоположность структурам первой и второй генераций — на крыльях этой дислокации не подверглись вращению. Они одинаково ориентированы и в гранитоидах и в горнфельсах, заслоняющих их с севера. Как нам кажется, намеченные в предлагаемой работе смещения массивов произошли вдоль описанного сброса 310 (320)—300 млн. лет тому назад, т.е. еще до консолидации гранитов Карконошско-Изерской интрузии. Тот факт, что этот сброс в настоящее время на некотором отрезке разрывает варисцийские гранитоиды, может свидетельствовать о более позднем и возможно многократном его возрождении.

Сброс Высокого Камня (WK) вероятнее всего нисходящий (сброшено восточное крыло?). Он простирается согласно с обширной региональной дислокационной зоной, обнаруженной по космическим снимкам Ландсат (Б. Мрочковска и др., 1984). Эта зона, кроме Изерского метаморфического массива, разрывает и гранитоиды Карконошско-Изерского массива (массив Карконоши).

Jerzy ŻABA, Ryszard KUZAK

STRUCTURE OF THE MIDDLE PART OF THE SZKLARSKA PORĘBA SLATE RANGE (IZERA MTS)

S u m m a r y

Four stages (phases?) of tectonic deformations $D_1 - D_4$ were distinguished, leading to development of mesofolds and corresponding planar structures. Morphology and spatial orientation of individual generations of mesostructures prove gradual development of deformations in varying field of forces and increasing competence of deformed rocks. Amidst sedimentary structures there are only planes of primary stratification S_0 that seem to have forced directions of further tectonic deformations. Outside bend zones of folds these planes usually agree with penetrative foliation S_1 .

Macroscopic fold structures have been probably formed only during the first two deformations D_1 and D_2 . The deformation D_2 resulted in re-orientation of structures developed during the stage D_1 . Within the slate range of Szklarska Poręba several overturned, isoclinal and usually narrow macrofolds F_2 were formed in that time, with amplitudes and radii ranging from several dozen to several hundred meters. Further deformations, younger than D_2 , resulted in only local development of new (already non-penetrative) generations of mesostructures, having no macroscopic equivalents. They influenced only slightly a general structural pattern of the Szklarska Poręba range, developed during the second deformation stage. Axial fissure schistosity (S_4 ?) of some fault mesofolds of the youngest generation (F_4 ?) are occasionally used by aplites, genetically connected with the Karkonosze — Izera pluton (Karkonosze massif). These structures are therefore slightly older or at the outmost synchronic with this Variscite intrusion.

In the studied area two dislocations of regional significance were noted. The fault of Czerwony Potok (CzP) is of rotation type. It is younger than the second deformation of rocks of the Izera metamorphic complex D_2 after the Famennian but still 310 — 320 Ma ago. On the other hand it precedes the penetrative

for the whole area, regional fissures formed during final stages or after the intrusion of Variscite granitoids was formed (about 300 Ma ago). These fissures have not been rotated at sides of this dislocation in contrast to structures of first and second generations. They indicate the same orientation either in granitoids as well as in hornfelses that form their northern mantle. Displacements of rock masses noted in this paper seem to have occurred along the described fault during the interval from 310 (320) to 300 Ma ago that is before consolidation of granites of the Karkonosze – Izera intrusion. The fact that this faults cuts now at certain distance also the Variscite granitoids, can suggest its further and possibly repeated rejuvenation.

The fault of Wysoki Kamień (WK) is probably of throw type (eastern wing is lowered?). It agrees with a large, regional dislocation zone noted at satellite photographs Landsat (B. Mroczkowska et al., 1984). This zone cuts also the granitoids of the Karkonosze – Izera (Karkonosze) massif besides the Izera metamorphic massif.