

Januariusz SZAŁAMACHA, Maria SZAŁAMACHA

O strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego w Górach Izerskich

WSTĘP

Do ciekawszych zagadnień geologiczno-strukturalnych w Górach Izerskich należy wykształcenie tzw. żyły kwarcu na Rozdrożu Izerskim. Żyła ta biegnie w kierunku południowy zachód — północny wschód i przecina Grzbiet Kamienicki i Izerski między Szklarską Porębą a Świeradówem Zdrojem. Sytuacja geologiczno-strukturalna żyły stanowiła w historii badań tego terenu przedmiot licznych dyskusji, nigdy jednak nie została jasno i wyczerpująco opisana. Niżniejsza praca ma więc na celu możliwie jak najprostsze wytłumaczenie genezy tego typu utworu na tle zjawisk strukturalnych, zaszłych w bloku karkonosko-izerskim.

G. Berg (1926) w objaśnieniach do arkusza Świeradów Zdrój pisze na temat żyły kwarcu, że jest to prastara blizna tektoniczna, wypełniona kwarcem żyłowym.

Podobnie K. Smulikowski w notatce cytowanej w dokumentacji geologicznej kwarcu z Rozdroża Izerskiego z 1962 r. wysuwa pogląd, że... „złoże kwarcu powstało w miejscu poważnej dyslokacji tektonicznej starszej od intruzji granitu karkonoskiego. Wskazuje na to wyraźne na niemieckiej mapie geologicznej w skali 1:25 000, przesunięcie wzdłuż owej żyły kwarcowej wszystkich formacji metamorficznych osłony granitowej“... Nie zajmuje on stanowiska na temat pochodzenia samego kwarcu.

Analizę petrograficzną skał występujących w obrębie złoża kwarcu przedstawiła w dokumentacji geologicznej M. Kulik również z 1962 r. Autorka ta wyodrębniła tu łupki kwarcytowo-skaleniolowe, łupki kwarcytowo-gnejsowe i kwarc żyłowy.

S. Lewowicki (1965) jest zdania, że złoże kwarcu na Rozdrożu Izerskim ma charakter żyłowy i związane jest z intruzją waryscyjskiego granitu Karkonoszy. O samej żyłce pisze w ten sposób:... „śledząc kierunek i sposób zalegania wydaje się, że jest to wypełnienie jednej ze szczelin Q. H. Clossa związanych z granitem“. Takiemu stwierdzeniu przeczy nawet pobieżna analiza mapy geologicznej G. Berga (1925). Ponadto S. Lewowicki przyjmuje, że obok procesu wypełniania pustych szczelin

koloidalną krzemionką, pochodzącą z roztworów pomagmowych, mogło występować metasomatyczne wypieranie i zastępowanie składników, w konsekwencji czego powstała monomineralna skała kwarcowa. Wspomniany autor przeprowadza też petrostrukturalną analizę osi optycznych kwarcu.

A. Jeliński, J. Lis i S. Przeniosło (1965) w pracy na temat północnego kontaktu granitu Karkonoszy z łupkami, opartej głównie na wynikach badań geofizycznych J. Pawliszyna i H. Kurbiela, stwierdzają, że utwory metamorficzne na zachód od żyły kwarcu zapadają pod granit i są przesunięte ku południowi w stosunku do skał występujących na wschód od żyły.

W oparciu o fakty i dotychczasowe wnioski znane z literatury niewątpliwie nie popełnimy błędu określając zbadaną strefę jako dyslokacyjną. Taki pogląd potwierdza w pełni wzajemny stosunek struktur geologicznych występujących na omawianym obszarze, podczas gdy gnejsy i hornfelsy bloku izerskiego rozprzestrzeniają się generalnie w kierunku ENE—WSW zgodnie z laminacją, natomiast skały strefy dyslokacyjnej w kierunku NNE—SSW. Istnieje bardzo małe prawdopodobieństwo, aby na tak niewielkiej przestrzeni, zwłaszcza w zestawieniu z dość monotonicznie wykształconymi skałami bloku izerskiego, istniały wręcz prostopadłe kierunki, które mogły być uwarunkowane pierwotnymi założeniami suprakrustalnego kompleksu skalnego, jakim przynajmniej w części były dzisiejsze formacje metamorficzne Gór Izerskich.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-PETROGRAFICZNA SKAŁ

Strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego w swym typowym wykształceniu rozprzestrzenia się na powierzchni kilku kilometrów, począwszy od Jastrzębiej Góry w NE części zbadanego terenu, poprzez Piaskową Górę, Rozdroże Izerskie, Izerskie Garby i sięga po granit karkonoski na południowych stokach Wysokiej Kopy (fig. 1). Szerokość jej waha się w granicach 100–300 m, z upadem 70° ku SE. Osobliwością strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego jest możliwość już megaskopowego wyodrębnienia w niej szeregu odmian skalnych, których wspólną cechą jest silne wtórne skwarcytyzowanie, a ponadto wyraźna odmienność w stosunku do skał otaczających.

Cała zbadana strefa jest geologicznie urozmaicona. W południowo-wschodniej części (Jastrzębia i Piaskowa Góra) występują głównie cienkolaminowane gnejsy mylonityczne, bogate w kwarc i tylko gdzieś pojawiają się większe masy kwarcu szarego (Piaskowa Góra). W kwarcu szarym dostrzega się niewyraźne smugowanie. W centralnej części na Izerskich Garbach przeważa kwarc żyłowy grubokrystaliczny — od bardzo czystego, białego, poprzez odmiany szare i szaroróżowe aż do skał kwarcowych smużystych i gnejsów cienkolaminowanych. Ku południowemu zachodowi czysty kwarc stopniowo zanika. Ponownie dominują gnejsy cienkolaminowane mylonityczne ze skałami smużystymi. Większe masy kwarcu żyłowego obserwuje się znów na południowych stokach Wysokiej Kopy, w pobliżu kontaktu z granitem karkonoskim. Zmiany litologiczne w kierunku zanurzania się badanej strefy ku południowemu wschodowi są równie wyraźne jak w kierunku rozciągłości i zostaną

omówione na przykładzie kamieniołomu kwarcu ze szczytu Izerskich Garbów. Analizując te skały od strony północno-zachodniej kamieniołomu dostrzega się kolejno gnejsy cienkolaminowane, mylonityczne, barwy beżowej, partiami z licznymi cienkimi laminami sinoszarych i białawych kwarców. Stopniowo ku południowemu wschodowi, w kierunku centrum odkrywki, smugi i laminy gnejsowe są coraz rzadsze, pojawiają się jedynie co kilka, a nawet kilkanaście centymetrów (fig. 3). Przeważa tu

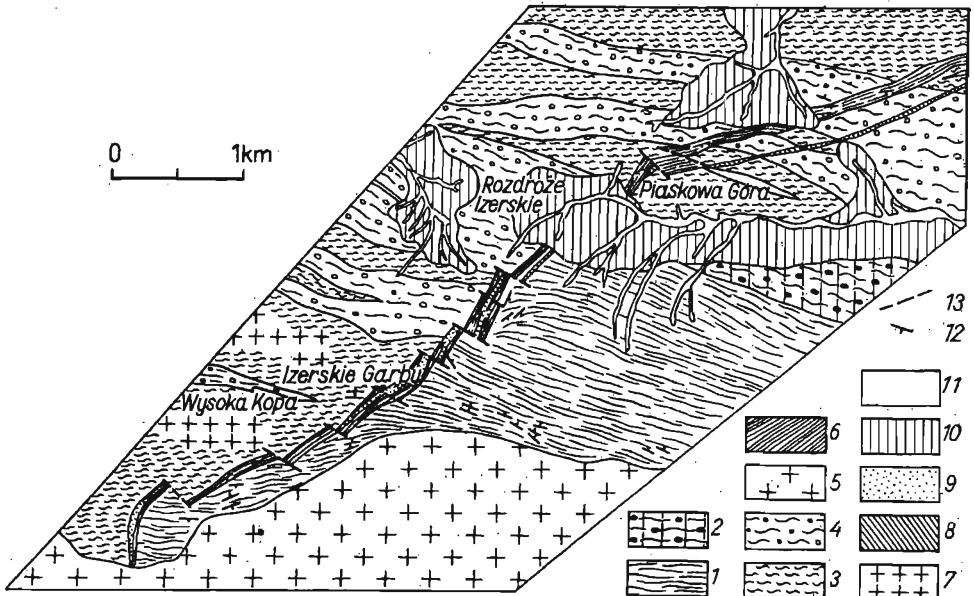


Fig. 1. Szkic geologiczny dyslokacji Rozdroża Izerskiego i jej sąsiedztwa

Geological sketch of the Rozdroże Izerskie dislocation and its vicinities

1 — łupki zhornfelsowane; 2 — gnejsy cienkolaminowane drobnooczkowe; 3 — gnejsy drobnociarniste z plastrowymi skupieniami biotyту; 4 — gnejsy słoicowo-oczkowe; 5 — granit izerski; 6 — skały kwarcowe smugowane; 7 — granit karkonoski; 8 — amfibolit; 9 — kwarc grubokrystaliczny; 10 — utwory deluwialne; 11 — utwory aluwialne; 12 — biegi i upady foliacji; 13 — uskoki

1 — hornfels schists; 2 — thin-laminated, fine-eyed gneisses; 3 — fine-grained gneisses with plaster-like concentration of biotite; 4 — layered augen-gneisses; 5 — Izerski granite; 6 — banded quartz rocks; 7 — Karkonosze granite; 8 — amphibolite; 9 — coarse-crystalline quartz; 10 — talus deposits; 11 — alluvial deposits; 12 — extensions and dips of foliation; 13 — faults

wyraźnie kwarc biały, grubokrystaliczny, w którym sporadycznie spotyka się pojedyncze smugi serycytowe lub serycytowo-skaleniovne. W centralnej partii kamieniołomu występuje głównie kwarc biały, grubokrystaliczny, rzadziej zabarwiony na kolor wiśniowy. W kwarcach grubokrystalicznych dostrzega się tu i ówdzie kilkumetrowej wielkości fragmenty gnejsów i łupków łyszczykowych. Od wschodu skały strefy dyslokacyjnej kontaktują z hornfelsami Wysokiego Grzbiętu. Między hornfelsami i kwarcem grubokrystalicznym występują odmiany skał kwarcowych smugowanych i łupków łyszczykowo-kwarcowych zhornfelsowanych. Niekiedy przy wschodnim brzegu strefy dyslokacyjnej, np. na południowych stokach Izerskich Garbów, tam gdzie należałoby się spo-

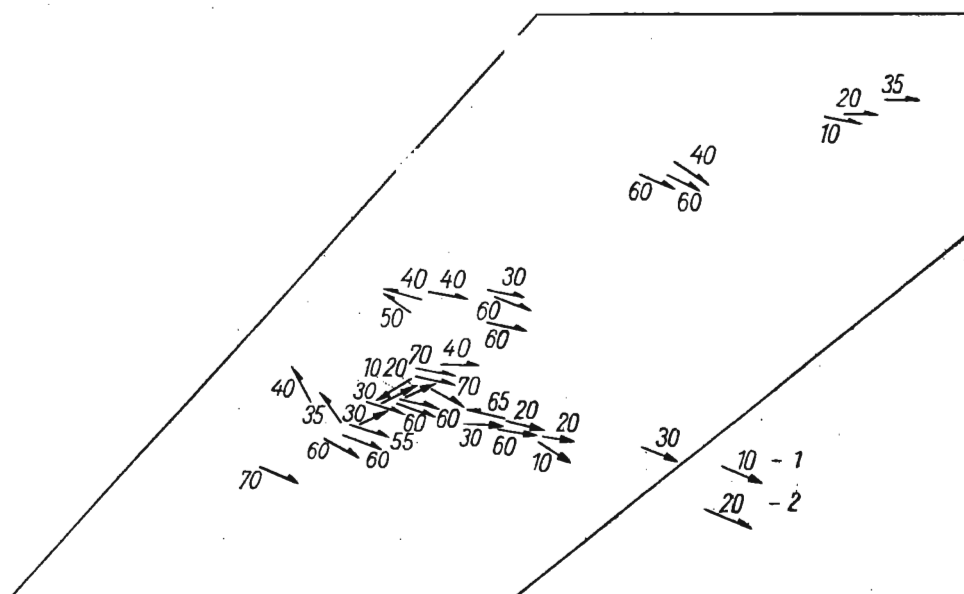


Fig. 2. Szkic kierunków struktur liniowych w strefie dyslokacji Rozdroża Izerskiego i jej sąsiedztwa

Sketch of directions of linear structures in the dislocation zone of Rozdroże Izerskie and its vicinities

1 — kierunek B osi fałdów; 2 — kierunek wyciągnięcia agregatów mineralnych i zmarszczkowania

1 — direction of B fold axis; 2 — direction of stretching of mineral aggregates and direction of corrugation

dziewać łupków wtórnie przeobrażonych w hornfelsy wskutek intruzji granitu karkonoskiego, występują silnie strzaskane, słabo ukierunkowane, kataklastyczne gnejsy drobnoziarniste. W skałach tych pojawiają się liczne żyły i soczewki kwarców, ułożone zgodnie z kierunkiem strefy dyslokacyjnej. Podobnie skataklazowane gnejsy występują wzdłuż zachodniego brzegu dyslokacji. Petrograficzna charakterystyka skał wymienionych w tym rozdziale jest dość urozmaicona, mimo monotonnego składu mineralnego.

SKAŁY KWARCOWE SMUGOWANE

Pośród skał kwarcowych smugowanych występuje szereg petrograficznych odmian, które w terenie dają się odróżnić tylko na podstawie barwy. Są one szaroseledynowe, szarzielone i szare. Pierwsze mają charakter silnie kwarcowych skarnów, drugie skał gnejsopodobnych, trzecie silnie kwarcowych zhornfelsowanych łupków. Te ostatnie występują w strefie dyslokacyjnej od wschodu — w przedłużeniu łupków zhornfelsowanych. Odślaniają się zwłaszcza w kamieniołomie na Izerskich Garbach. Są to skały przeważnie drobnoziarniste, ciemnoszare o naprzemianległym występowaniu różnej grubości lamin ciemnych i jasnych, o różnej odporności na wietrzenie (laminy jasne są zwykle mniej odporne na

wietrzenie). Przełam tych skał jest na ogół zadzierzysty, łupliwość kostkowa. Pod mikroskopem wykazują one strukturę allotriomorficznie ziarnisto-poikilitową i teksturę kierunkową. Minerałami typomorficznymi dla tych skał są andaluzyt i pinit, będący produktem przeobrażenia kordierytu. Gruntowne przeobrażenie kordierytu dowodzi o przegrupowaniach w składzie chemicznym skały. Agregaty pinitowe łączą się w odrębne laminy, przebiegające w głównej masie równoległe do siebie, w szczegółach łączą się jednak poprzez odgałęzienia skośne do laminacji, tworzące nowy krystalizacyjny kierunek lamin (tabl. I, fig. 19, 20).

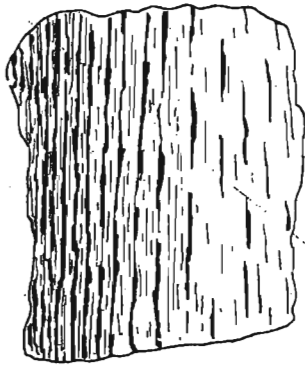


Fig. 3

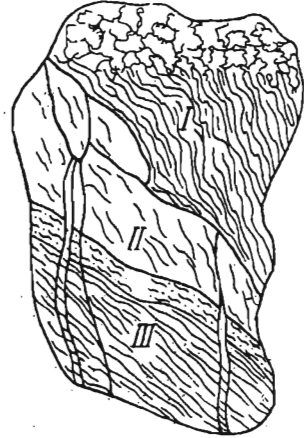


Fig. 4

Fig. 3. Szkic ilustrujący stopniowe wypieranie lamin skaleniowo-łuszczkowych przez hydrotermalne i metasomatyczne doprowadzenie SiO_2 ; rzadkie relikty lamin (czarne) po prawej stronie szkicu w warunkach naturalnych znajdują się bliżej centralnej partii strefy tektonicznej.

Sketch illustrating gradual displacing of feldspar-micaceous laminae by hydrothermal and metasomatic supply of SiO_2 ; rare relicts of laminae (black) seen on the right side of the sketch in natural conditions are situated closer to the central part of the tectonical zone

Fig. 4. Szkic płytki cienkiej z podziałem na sektory; wyjaśnienie w tekście
Sketch of a thin slide subdivided into sectors; explanations in polish text

Pośród pinitów dostrzega się lamelki muskowitu w formie długich, pojedynczych blaszek, krzyżujących się często pod ostrym kątem i tworzących strukturę wachlarzową. Poza pinitem najpospolitszym minerałem w skale jest andaluzyt o strukturze poikilitowej. Najczęściej tworzy on izolowane „wyspy”, a nie jednolite, zwarte kryształy tabl. I, fig. 18, 21). Izolowane ziarna andaluzytu cechują się identycznie skierowanymi spękaniem najlepszej łupliwości i analogicznym położeniem osi optycznych. Poszczególne ziarna andaluzytu, mimo że nie łączą się ze sobą, wygaszają równocześnie światło. Andaluzyt ulega od krawędzi serycytyzacji (tabl. I, fig. 16, 19) i jest też wypierany przez nowo powstający kwarc.

Obok wymienionych minerałów powszechnie występują w skale łuszczki, zwłaszcza muskowit, który wydaje się być zarówno blastyczny, jak

i pierwotny; przeważnie jednak wykazuje cechy minerału pierwotnego. Niekiedy jego blaszki są powyginane (tabl. I, fig. 18), a spontaniczna serycytyzacja przeobraża je od krawędzi w agregat chaotycznie ułożonych łuseczek (tabl. I, fig. 17). Podobnym przeobrażeniom ulegają blaszki biotyту występujące w skałe pośród agregatów serycytu, pinitu i prazjolitu.

Biotyt ma dwojaką genezę. Z jednej strony — roztrawienie blaszek biotyту i rozpraszanie go w masie serycytowej dowodzi o jego pierwotnej naturze, z drugiej zaś — zdaje się, że powstaje wtórnie przez infiltrację odpowiednich składników chemicznych w agregaty serycytowe, pinitowe i prazjolitowe. Infiltrujące w skałe roztwory chemiczne wykorzystywały na swej drodze przestrzenie między ziarnami kwarcu i tedy penetrowały w głąb skały. Biotyt pierwotny wykazuje często w obrębie blaszek deformacje, ulega też przeobrażeniu w serycyt.

W partiach skały, w których analiza mikroskopowa ujawniła silne zaburzenia dysjunktywne, występuje klinochlor o subnormalnych barwach interferencyjnych. Tworzy on agregaty łuseczkowe i drobnoblaszkowe, w których dostrzega się często struktury sferolityczne i wachlarzowe. Występujące w pobliżu blaszki biotyту ulegają chlorytyzacji, przy czym klinochloryty wypierają biotyt począwszy od płaszczyzn najlepszej łupliwości.

Ponadto w skałe dostrzega się albity bardzo cienko zbliźniaczone, zawierające smugi roztrawionych i nie zbadanych minerałów. Ziarna albitu wydłużone są zgodnie z kierunkiem lamin pinitowych, a zbliźniaczenia i wzrostki układają się prostopadle do laminacji, podobnie jak wydłużone ziarna kwarcu.

Kwarc, który jest najliczniejszy w skałe, wypiera, roztrawia i zamyka w sobie wszystkie napotkane na swej drodze minerały. Nawet andaluzyt w formie mikrolitów napotkać można w kwarcu (tabl. I, fig. 21), nie mówiąc już o wzrostkach biotytów czy muskowitów. Na tabl. III, fig. 29 dostrzec można w ziarnie kwarcu ślad wypartego muskowitu. Część tego muskowitu zaznacza się smugą mikrolitów występujących w przedłużeniu nie naruszonej części lamelki.

Skały typu skarnu występują głównie po wschodniej stronie strefy dyslokacyjnej i na wschodnich stokach Izerskich Garbów. Niżej — w kierunku Rozdroża Izerskiego i Piaskowej Góry — przechodzą one w szare skały kwarcowe. Najciekawszą z odmian skał kwarcowych smugowanych są smużyste, szarzielone lub seledynowozielone skarny, silnie kwarcowe. Najlepiej odsłaniają się one w południowo-wschodniej części kamieniołomu na Izerskich Garbach. Skały te łupią się na nieregularne bloczki i mają połysk charakterystyczny dla skał wapienno-krzemianowych. W kamieniołomie można dostrzec, że skały te przecinają w różnym kierunku żyły granitowe, które na kontakcie ze skarnem nie wywołują żadnych megaskopowo widocznych zmian termicznych.

Analiza mikroskopowa tych skał wskazuje w pierwszym rzędzie na niejednorodną budowę i możliwość wydzielenia zespołów ziarn o różnej wielkości i składzie mineralnym (tabl. III, fig. 33; tabl. V, fig. 37). Na tabl. V, fig. 37 w prawej części obrazu widoczna jest wyraźna laminacja skały z wydłużeniem kwarcu zgodnym z nią. Laminy kwarcowe oddziela drobnoblastyczna masa minerałów wapienno-krzemianowych. W środkowej części płytki (tabl. V, fig. 37) występują skupienia drob-

noblastycznych diopsydów. Od prawej — kontaktuje z nimi kwarc grubokrystaliczny, wykazujący wydłużenie krystalizacyjne prostopadłe do opisanej poprzednio laminy. Skalę przecinają ponadto tu i ówdzie żyłki diopsydowe (tabl. V, fig. 37). Krystalizacyjną słabo widoczną laminację przekątną do pierwotnej obserwować można w płycie cienkiej z tej strony (tabl. III, fig. 33), gdzie w stosunku do pierwotnej układu się ona przekątnie.

Dokładna analiza poszczególnych partii skalnych, różniących się od siebie bądź to wielkością ziarn, bądź też kierunkiem ułożenia lamin, dowodzi o bardzo urozmaiconym składzie mineralogicznym skały i nierównomiernym rozmieszczeniu zespołów mineralnych.

Przykładowy opis mikroskopowy skał wapienno-krzemianowych wykonano na podstawie próbki pobranej z Izerskich Garbów. Dla jasnego zobrazowania charakteru skały dokonano podziału płytki cienkiej na sektory, które wyodrębniają fragmenty skały zachowujące się względem siebie nieco odmiennie (fig. 4).

Minerały w sektorze pierwszym (fig. 4) wykazują strukturę blastomylonityczno-słojową; występują w nim dość regularnie pofałdowane laminy naprzemian kwarcowe i znacznie cieńsze z diopsydem, tytanitem i chlorytem. W tej części skały dostrzega się, że kwarc jest blastyczny, a różna grubość lamin i kierunek krystalizacji dowodzą, że został on posttektonicznie zrekrytalizowany na miejscu pierwotnych warstewek kwarcowych, przy czym rekrystalizując wyparł te minerały, których pierwiastki były bardziej podatne na migrację. Śladem tych procesów są liczne wrostki. Podobne zjawiska obserwuje się w sektorze czwartym (fig. 4). Minerały, które nie zostały wyparte przez rekrystalizujący kwarc, zachowały się w odrębnych laminach paratektonicznie wyselekcjonowanych (sektor III, fig. 4). Warstewki te zbudowane są głównie z piroksenów, amfiboli, reliktoowego wezuwianu, tytanitu i chlorytu. W opisywanych tu laminach grupuje się większość oddziałujących na siebie minerałów wapienno-krzemianowych. Diopsyd występujący w heteroblastach częściowo zbliźnionych (tabl. III, fig. 32, 28) ulega wypieraniu i zastąpieniu przez bezbarwne amfibole grupy aktynolit, tremolit, które również przez kwarc. Między rozłożonym diopsydem dostrzec można heteroblastyczny wezuwian o wysokich barwach interferencyjnych oraz drobne blaszki biotyту o subnormalnych barwach interferencyjnych. Laminom zbudowanym z krzemianów wapiennych towarzyszy w dużych ilościach idiomorficzny tytanit. Mineral ten gromadzi się niejednokrotnie w osobne cienkie laminki (tabl. III, fig. 30), w których występuje ponadto w niewielkich ilościach zoizyt.

W obrębie opisywanych skał występują nieregularne skupienia lub grube laminki, w których kwarc krystalizuje prostopadłe do laminacji (sektor II, fig. 4). Analiza mikroskopowa wykazała, że omawiane partie skały są bogate w fluoryt, który zajmuje obok kwarcu poczesne miejsce. Podrzednie znajduje się relikty diopsydu i amfibolu. Fluoryt — z jednej strony — wypełnia tu przestrzenie między kwarcami (tabl. II, fig. 22, 23), z drugiej — jest on wypierany przez kwarc infiltrujący spękaniem we fluoryt. Nowo powstałe kwarcie mają kształty okrągławe i zawierają liczne relikty wypartego fluorytu. Przedstawiony opis dowodzi, że skar-

ny kwarcowe są najbardziej heterogeniczną skałą w obrębie strefy tektonicznej Rozdroża Izerskiego.

Na północ od Izerskich Garbów, w strefie tektonicznej opodal Piaskowej Góry i Rozdroża Izerskiego, występują szare, smugowane skały kwarcowe. Skały te są blasto-mylonityczne o teksturze kierunkowej. Ich skład mineralny jest typowy. Przeważa kwarc, a łyszczki i chloryt są podrzędne. Te ostatnie grupują się w rzadkie laminy, w których występują ponadto relikty skaleni. Laminy te zostały wtórnie przemodelowane przez kwarc, który rekrytalizując wypierał skalenie mało odporne na dynamiczną metamorfozę. W konsekwencji część skaleni została przeobrażona w łyszczki, część pozostała zamknięta jako wrostki w kwarcu.

W omawianej skale można zaobserwować efekty procesu posttektonicznej rekrytalizacji kwarcu, objawiającej się zmianą kierunku ułożenia łyszczków w laminach powstałych syntektonicznie w czasie formowania się strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego. Krytalizujący posttektonicznie kwarc rozrywał i przemieszczał laminy łyszczkowe, nadając blaszkom nowy kierunek ułożenia, pierwotne laminy są tu jeszcze dość dobrze widoczne.

Kwarc w opisywanych skałach jest heteromorficzny, często o strukturze suturowej. Ma on liczne kuliste lub owalne wrostki skaleni i smużki mikrolitów o nieokreślonym charakterze, będące niewątpliwie resztkami wypartych minerałów (tabl. II, fig. 24). Widoczne makroskopowo w skale drobne smużki barwy beżowej zawierają obok kwarcu resztki niewypartych skaleni o bardzo urozmaiconych kształtach. Poznać je można w szlifie jedynie po niskich współczynnikach załamania światła (tabl. II, fig. 25).

Im dalej od centralnej partii strefy tektonicznej Rozdroża Izerskiego, tym skały stają się bardziej gnejsopodobne. Skały takie są nadal drobnopiezarniste, wyraźnie smugowane i, co jest rzeczą charakterystyczną, mają one obok czysto kwarcowych, cienkich lamin, grube laminy skaleniowo-kwarcowe. Wtórna krytalizacja kwarcu wywołuje zmianę kierunku laminacji widoczną już makroskopowo.

Pod mikroskopem skały te wykazują strukturę blastomylonityczną, teksturę kierunkową (tabl. V, fig. 38). Zbudowane są z kwarcu, skaleni, łyszczków i chlorytu.

Kwarc jest heteroblastyczny, nieregularny, różnej wielkości i o różnej orientacji optycznej. Liczne ziarna o strukturze poikiloblastycznej przemawiają za wtórnym metasomatycznym pochodzeniem dużej części kwarcu. Proces rekrytalizacji podkreślony jest nowym, niemal prostopadłym do pierwotnej laminacji ułożeniem kwarcu (tabl. II, fig. 26 i tabl. V, fig. 39). Efekty dwuetapowej i dwukierunkowej krytalizacji kwarcu zauważyć można tam, gdzie jedne z ziarn naśladują kierunkiem laminy kwarcowo-łyszczkowe, drugie, prawdopodobnie młodsze, wzrastają prostopadle do laminacji, wypierając równocześnie łyszczki. Poza kwarcem skała zbudowana jest ze skaleni, z których najmniej liczne są plagioklasy. Występują one w formie heteroblastów o zbliżeniach albitowych i wyraźnych spękaniach, wzdłuż których wypierane są przez chloryt. Jako relikty niewielkich rozmiarów występują też skalenie alkaliczne, w których dostrzec można drobne wrostki kwarcu, łączące się przynajmniej poprzez cienki film, jaki tworzy się w spękaniach. Skalenie ule-

gają metasomatycznej pertytyzacji, przeobrażeniu w albit, a także serytyzacji.

Lyszczki tworzą w skale izolowane laminy. Występują one w formie postrzępionych, skorodowanych blaszek, podstawianych przez kwarc i skałenie. Reprezentowane są one zarówno przez muskowitz, jak i biotyt.

Na wschód i zachód od centralnej części strefy tektonicznej wzrasta w opisywanych skałach ilość skałenia. Coraz częściej pojawiają się skałenie powstałe przez rekrytalizację miazgi mylonitycznej (tabl. IV, fig. 34). Laminy późniejszego kwarcu dopasowują się kierunkiem do kształtu tych skałeni. Inną formę dają porfiroblasty mikroklinów o niewidocznej siatce bliźniaczej. Są one infiltracyjnie zpertytyzowane (tabl. V, fig. 36). Mikrokliny wypierane są przez kwarc.

KWARC GRUBOKRYSTALICZNY

Kwarc grubokrystaliczny występuje w formie żył i soczew zgodnych w przybliżeniu z kierunkiem foliacji w strefie dyslokacyjnej. Ma on największe rozprzestrzenienie w obrębie Izerskich Garbów, mniejsze w okolicy Wysokiej Kopy, a prawie całkowicie zanika w okolicy Piaskowej Góry. Kwarc grubokrystaliczny jest przeważnie mlecznej barwy, pojawia się w postaci większych nieregularnych form pośród gnejsów blastomylonitycznych i skał kwarcowych smugowanych. Badając rozprzestrzenienie tego typu kwarcu można stwierdzić, że występuje on niemal zawsze zgodnie z laminacją skał strefy dyslokacyjnej. Wynikła z tego, że w obrębie strefy dyslokacyjnej musiały w pewnym okresie powstać złuźnienia zgodne z jej wydłużeniem, ułatwiające wędrówkę roztworów. Proces ten spowodował powstanie struktur naśladujących agmatyty z tą różnicą, że okruchy skał starszych scementowane są kwarcem (tabl. VI, fig. 40).

ZYŁY GRANITU

W strefie tektonicznej Rozdroża Izerskiego, w jej południowej części, zwłaszcza w kamieniołomie na Izerskich Garbach, występują różnej grubości żyły granitu, aplitu czy pegmatytu. Tną one strefę dyslokacyjną w różnych kierunkach. Największe z nich wypełniają szeregowo spękania o prawie poziomym zaleganiu. Mniejsze odchodzą od tego systemu skośnie. W czasie pobieżnych badań kamieniołomu żyły granitu (tabl. VI, fig. 39), wyglądały raczej na mikrobrekcję powstałą w szczelinach uskokowych o prawie poziomym poślizgu (nasunięcie). Wrażenie to potęgowały charakterystyczne wygięcia laminy smugowanych skał kwarcowych, z których można było odtworzyć kierunki względnego nasunięcia. Bliższe obserwacje wykazały niezbicie, że nie jest to mikrobrekcja, lecz granit, który intrudował w skałę zgodnie z płaszczyznami lokalnych niewielkich nasunięć i wypełniał też wszelkie inne spękania. Jak już wspomniano, żyły te zgrupowane są w strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego, głównie w najbliższym sąsiedztwie granitu, są one więc najprawdopodobniej z nim związane.

Na północ i północny wschód od kamieniołomu w pobliżu Rozdroża Izerskiego i na Piaskowej Górze, nie znajduje się granitów ani w zwiertze-
linie strefy dyslokacyjnej, ani też w formie żył widocznych w odsłonię-
ciach. Ta sytuacja popiera hipotezę o związku żył granitu, aplitu i pegma-

tytu z kamieniołomu na Izerskich Górbach z granitem karkonoskim. Żyły z omawianego obszaru posiadają różną grubość — od kilku centymetrów do kilku metrów. Największa z nich odsłania się w kamieniołomie na Izerskich Górbach w odkrywce południowej znajdującej się na ścianie południowej (fig. 5). Cieńsza widoczna jest na ścianie wschodniej i za-

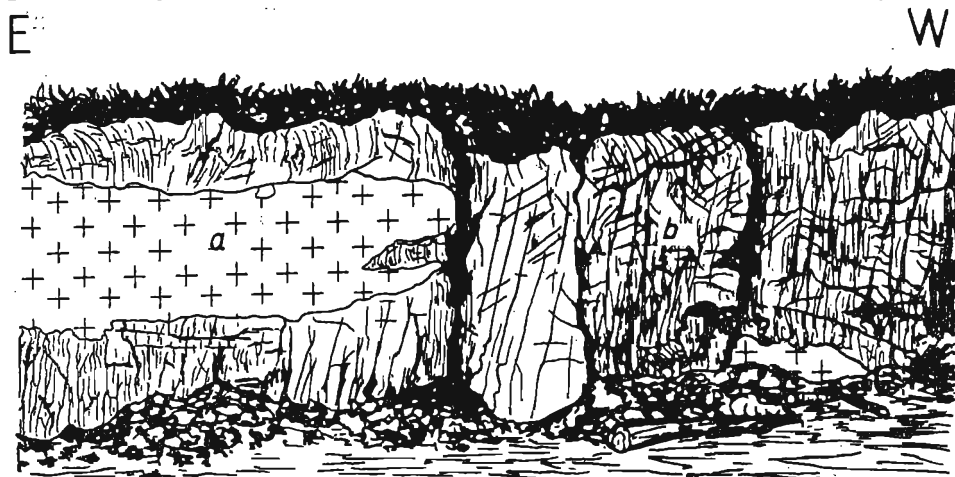


Fig. 5. Szkic ściany południowej w dużym kamieniołomie na Izerskich Górbach; widoczna intruzja granitu

Sketch of the southern wall in a large quarry at Izerskie Góry; granite intrusion is seen

a — granit karkonoski; b — skały kwarcowe smugowane
a — Karkonosze granite; b — banded quartz rocks

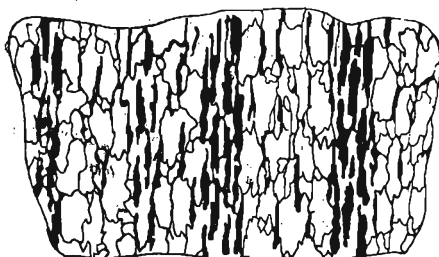
chodniej. Ma ona około 0,5 m grubości. Żyłą tą przecina horyzontalnie gnejsy blastomylonityczne i kwarcie smugowane. Odchodzą od niej w kilku miejscach drobniejsze żyłki zbudowane z tego samego materiału. Granit w opisywanej żyłce jest leukokratyczny, ubogi w kwarc i łuszczyki, stosunkowo gruboziarnisty. Pod mikroskopem wykazuje strukturę granoblastyczną i blastokataklastyczną, teksturę bezkierunkową (tabl. IV, fig. 35).

Granit zbudowany jest głównie z mikropertytów mikroklinowych o utajonej siatce bliźniaczej. Mikropertyty mikroklinowe ulegają infiltracyjnemu i metasomatycznemu przeobrażeniu w albit. Infiltrowane partie albitowe są wyraźnie zbliźniaczone. W skale występuje ponadto heteromorficzny, spękany, nieokreślony bliżej plagioklaz, często o niekonsekwentnych prążkach bliźniaczych. Najczęściej jest on wykształcony jako wypełnienia interstycji między skaleniemi i zabliźnia starsze, kataklastyczne struktury. W opisywanej skale w niewielkich ilościach występuje kwarc którego drobne ziarna przerastają się w procesie rekrytalizacji. Znamienne jest, że badane kwarcie w centralnych partiach grubych żył granitu nie wykazują ukierunkowania krystalizacji, podczas gdy w cienkich żyłkach i na granicy grubych jest ono dostrzegalne. Wszystkie zbadane kwarcie wykazywały faliste wygaszanie światła. Z minerałów blaszkowych w miejscu biotyту pojawia się penin o blaszkach postrzępionych i faliście wygaszających światło.

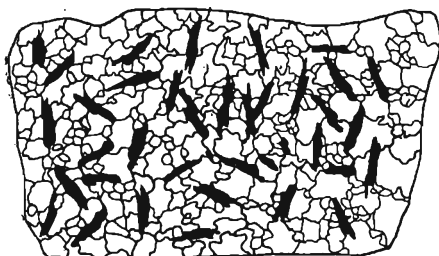
TEKTONIKA

OBSERWACJE MIKROTEKTONICZNE

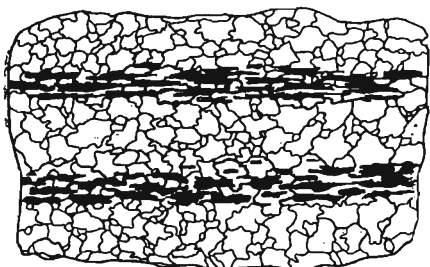
Zasięg dyslokacji i zmiany, jakie zaszły w jej obrębie, dowodzą o dużym natężeniu ruchów tektonicznych. Skąły, które dostały się w strefę ruchu, uległy silnemu roztrąciu, maksymalnemu mikrozbrecjonowaniu i przetranslokowaniu materiału. Proces ten przebiegał w sposób ciągły,



a



b



c

Fig. 6. Schematyczne szkice ilustrujące kolejne stadia zmiany kierunku laminacji w strefie tektonicznej pod wpływem eksternalnej rotacji minerałów według kształtu ziarna wskutek szeregowych laminarnych poślizgów

Schematical sketches illustrating successive stages of change in lamination trend within the tectonic zone under the influence of external rotation of minerals according to grain shape due to series laminary slips

a — pierwotne ułożenie laminy; b — stadium przejściowe — mylonit; c — laminy powstałe z nowego ułożenia minerałów i mechanicznej segregacji

a — primary arrangement of laminae; b — transition stage — mylonite; c — laminae formed due to new trend of minerals and due to mechanical segregation

wykluczający istnienie w strefie deformacji stadiów pośrednich, jak mylonity o chaotycznym ułożeniu minerałów. W czasie tej akcji kryształy mało odporne na naciski tektoniczne, jak skalenie i biotyt, uległy przeobrażeniu w muskowit, kwarc i chloryt. Nadmiar potasu, sodu i żelaza zo-

stał odprowadzony ze skały. Powstałe w wyniku mylonityzacji agregaty kwarcowo-muskowitowe, przeszły dyferencjację mechaniczną, która grupowała je w odrębne laminy, zgodne z kierunkiem ruchu.

Analiza mikroskopowa płytek cienkich wykazuje ślady trzech kierunków laminarnych, z których dwa są bardzo wyraźne, trzeci jest słabo widoczny. Jeden z wymienionych wyżej kierunków laminarnych zgodny jest z obecnym ułożeniem lamin kwarcowych i serycytowych i odpowiada generalnemu kierunkowi foliacji w strefie dyslokacyjnej. Druga wyraźna laminacja jest wynikiem rekrytalizacji kwarcu i przebiega prostopadle do poprzednio określonej laminacji, a zgodnie z foliacją w gnejsach i hornfelsach. Jest ona postdeformacyjna w stosunku do deformacji, której wynikiem było powstanie dyslokacji Rozdroża Izerskiego. Trzeci kierunek laminacji jest najslabiej zachowany i możliwy do stwierdzenia jedynie w mikroskopie, i to przy bardzo dużych powiększeniach. Reprezentują go relikty dawnych minerałów występujących pod postacią niemal submikroskopowych gruzełków nieokreślonej natury, uporządkowanych wewnątrz kryształu kwarcu. Poszczególne ziarna kwarcu lub zespoły ziarn, charakteryzujące się właściwym tylko dla nich kierunkiem reliktywnej laminacji są względem siebie ułożone chaotycznie.

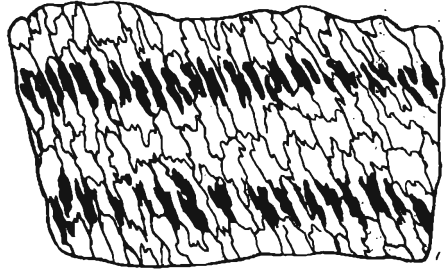


Fig. 7. Laminacja krystalizacyjna jako efekt rekrytalizacji minerałów o ukierunkowaniu takim jak na fig. 6c

Crystallization lamination as the effect of recrystallization of minerals characterized by the trend similar to that on Fig. 6c

Rozważając genezę poszczególnych laminacji stwierdza się, że pierwsza z nich jest czysto mechaniczna. Druga rekrytalizacyjna, trzecia zaś, reliktywno zachowana, jest predeformacyjna w stosunku do deformacji głównej, odpowiedzialnej za powstanie uskoku. Najstarszą z nich jest więc trzecia laminacja, a najmłodszą druga.

Powstanie dyslokacji Rozdroża Izerskiego wiązać by trzeba z deformacją, która spowodowała zmianę kierunku laminacji skał. Z punktu widzenia mechaniki deformacji skał heterogenicznych zmiana ukierunkowania lamin zachodzi głównie w czasie deformacji plastycznych i ma to zwykle znaczenie regionalne. W rozważanym przypadku zjawisko ma charakter czysto lokalny i dotyczy wąskiej strefy. Uwzględniając to, należy przyjąć, że uskoku powstał na płaszczyźnie ścinającej, zawartej między osiami A i C głównej deformacji, w momencie, gdy napięcia tangencjalne w deformowanej skale doszły do maksimum. W takiej sytuacji deformacje elastyczne przekształciły się w plastyczne i doprowadziły do zewnętrznej rotacji minerałów według kształtu ziarn, a mechaniczna ich segregacja przy zróżnicowanych laminarnych poślizgach dała nowy kierunek laminacji i foliacji (fig. 6a—c, fig. 7).

OBSERWACJE DROBNYCH STRUKTUR TEKTONICZNYCH

Podane w poprzednim rozdziale sugestie dotyczące rodzaju i genezy strefy tektonicznej Rozdroża Izerskiego, wymagają bogatszego udokumentowania faktami zebranymi za pomocą innych metod badawczych. Przeprowadzono więc analizę drobnych struktur takich jak:

1 — foliacja obejmująca w strefie występowania skał kwarcowych zarówno zgnejsowanie skał gnejsopodobnych, jak i złupkowanie w skałach kwarcowych smużystych;

2 — lineacja, która uwzględnia kierunki osi drobnych fałdków, rozwleczenia minerałów i zmarszczek na płaszczyznach foliacji;

3 — spēkania.

Ażeby podkreślić odrębność strefy tektonicznej Rozdroża Izerskiego od otaczających ją skał, zbadano drobne struktury także poza nią.

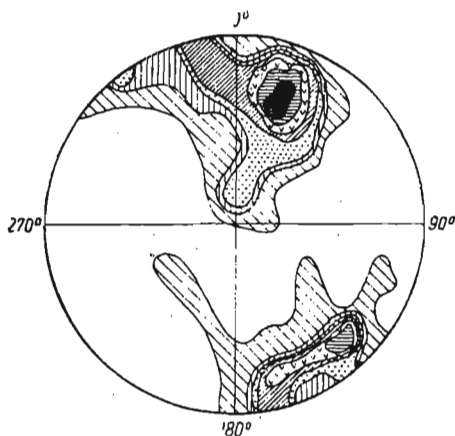
FOLIACJA

Intersekcyjny przebieg strefy występowania kwarcu na Rozdrożu Izerskim przedstawia się następująco. Na południowy zachód od Izerskich Garbów rozciąga się ona w kierunku SW—NE (60°), na północ od nich, po Piaskową Górę, w granicach $10 \div 20^\circ$, a od Piaskowej Góry ku wschodowi ponownie przyjmuje kierunek SW—NE (60°). Na płaszczyźnie mapy geologicznej tworzy więc figurę w kształcie litery S.

Z analizy statystycznych diagramów foliacji i zgnejsowania skał wynika, że istnieją tam dwa maksima. Obydwa są reprezentowane na diagramach z dużego kamieniołomu na Izerskich Garbach (fig. 12), przy czym płaszczyzny foliacji przechodzące przez maksimum I rzędu mają ogólny kierunek rozciągłości $10 \div 20^\circ$ z upadem $40 \div 45^\circ$ ku ESE. Maksimum II rzędu waha się natomiast w granicach $60 \div 65^\circ$ z upadem $70 \div 80^\circ$ ku SE. Foliacja I rzędu w stosunku do foliacji II rzędu jest zrotowana zgodnie z biegiem o około 45° i upadem o 30° w kierunku jego spłylenia. Częstotliwość występowania obu kierunków w dużym kamieniołomie kwarcu nie mówi nic o ich stosunku czasowym. Z badań polowych wiadomo jednak, że na południowy zachód od Izerskich Garbów oraz na wschód od Piaskowej Góry kierunek foliacji od 60 do 65° jest niemal wyłączny, upady spływają się do 40° . Natomiast foliacja o kierunku 15° do 20° jest charakterystyczna dla niewielkiego wycinka terenu na Izerskich Garbach.

Foliacja i zgnejsowanie poza strefą występowania skał kwarcowych zostały ujęte w osobne diagramy. Statystyczny diagram kierunków foliacji w hornfelsach Wysokiego Grzbietu (fig. 8) występujących na wschód od skał kwarcowych wykazuje znaczne bogactwo szczegółów, wynikające z niekompetencji mechanicznej pierwotnych łupków. Z diagramów wnioskuje się, że istnieje tu dość poważna dyspersja kierunków foliacji spowodowana rotacją względem siebie małych środowisk skalnych. Biorąc pod uwagę te okoliczności jedynie foliacja o kierunku od 110 do 120° z upadem od 50 do 70° ku NE może być uważana za najbardziej prawdopodobną i kwalifikującą się do dalszych rozważań.

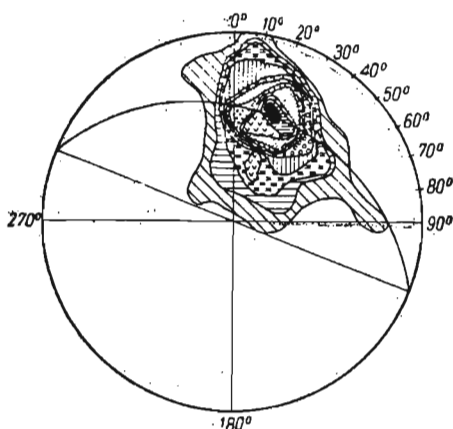
Wykonany diagram statystyczny z obszaru występowania gnejsów poza strefą tektoniczną (fig. 9) daje bardziej zdecydowany obraz kierunków płaszczyzn zgnejsowania. Maksimum o dużym procentowym pokryciu powierzchni diagramu sugeruje średni bieg zgnejsowania w gra-



0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 1%

1-6, 5-4-3-2-1

Fig. 8



17, 14, 11, 8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1%

Fig. 9

Fig. 8. Statystyczny kumulacyjny diagram konturowy foliacji w hornfelsach (na podstawie 100 pomiarów)

Statistical cumulative contour diagram of foliation in hornfels (made on the basis of 100 measurements)

Fig. 9. Statystyczny kumulacyjny diagram konturowy foliacji w gnejsach (na podstawie 125 pomiarów)

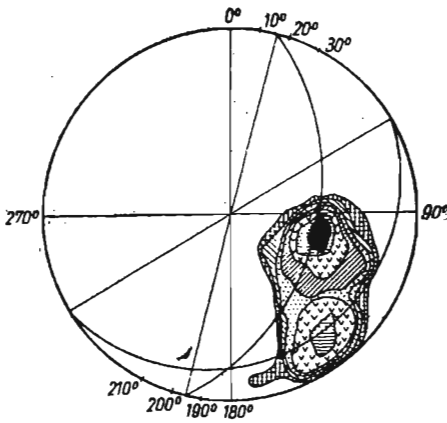
Statistical cumulative contour diagram of foliation in gneisses (made on the basis of 125 measurements)

nicach od 110° z upadem od 50 do 60° ku NE. W ogólnych zarysach pokazane wyżej kierunki foliacji w hornfelsach, jak i zgnejsowanie w gnejsach pokrywają się wzajemnie, są one jednak zdecydowanie inne w odniesieniu do foliacji w strefie tektonicznej.

LINEACJA

W strefie tektonicznej Rozdroża Izerskiego oprócz foliacji zbadano i pomierzono struktury liniowe, a w szczególności azymuty smug powstałych w wyniku kierunkowego wydłużenia zespołów mineralnych, oraz zmarszczek widocznych na płaszczyznach foliacji. Zmierzono też nieliczne osie fałdów ciągniętych, które ze względu na małą częstotliwość występowania nie zostały umieszczone na diagramach statystycznych.

Zebrałe pomiary zostały naniesione na siatkę Schmidta, a następnie wykonano z nich statystyczny diagram konturowy (fig. 11), z którego wynika, że dominujący kierunek struktur liniowych mieści się w drugim kwadracie dolnej półkuli i wynosi około 110° z upadem $40-50^\circ$. Dyspersja tych kierunków jest ilościowo niewielka. Osobliwością struktur liniowych występujących w strefie tektonicznej Rozdroża Izerskiego jest całkowita zgodność ich kierunków z azymutami struktur liniowych spoza strefy, co pierwszy zauważył M. Mierzejewski. Zgodność ta może zasugerować wielu badaczom, że jest to relikty starych struktur liniowych

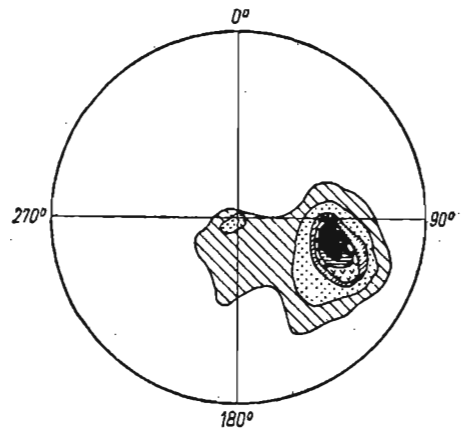


31-(26-24)-(10-13)-(7-8)-(5-6)-(2-4)-7%

Fig. 10

Fig. 10. Statystyczny kumulacyjny diagram konturowy foliacji w strefie tektonicznej (na podstawie 165 pomiarów)

Statistical cumulative contour diagram of foliation in tectonical zone (made on the basis of 165 measurements)



31-26-10-5-3-0

Fig. 11

Fig. 11. Statystyczny kumulacyjny diagram konturowy struktur liniowych w strefie tektonicznej (na podstawie 100 pomiarów)

Statistical cumulative contour diagram of linear structures in tectonical zones (made on the basis of 100 measurements)

charakterystyczny dla gnejsowo-lupkowego kompleksu izerskiego. Jednakże dokładne badania mikroskopowe upoważniają nas do zaakcentowania, że w omawianej strefie tektonicznej gruntowne przemodelowanie kierunków pierwotnej foliacji i lineacji wyklucza zachowanie się starej lineacji. Obecność zgodnych struktur liniowych w dwóch petrograficznie odmiennych środowiskach skalnych, powstałych w różnym czasie i wskutek odmiennych procesów dowodzi, że rozważane kierunki liniowe są młodsze aniżeli uformowanie się strefy tektonicznej Rozdroża Izerskiego. Fakt ten stanie się bardziej zrozumiały, jeśli się doda, że 90% pomiarów dotyczy smug i zmarszczek, nieliczne zaś zaobserwowane w strefie tektonicznej osie fałdów ciągnionych wykazują kierunki około 60° i strome upady. Kierunek ten pokrywa się z biegiem jednego rodzaju foliacji, szczególnie wyraźnie uwidocznionej w kamieniołomie na Izerskich Garbach. Fałdów o podobnych kierunkach nie spotyka się poza dyslokacją i odwrotnie, osie fałdów o kierunkach 100—110°, charakterystyczne dla hornfelsów i gnejsów, nie występują w obrębie dyslokacji.

W podsumowaniu warto dodać, że lineacja o kierunku 100—110°, wyrażona zmarszczkowaniem i liniowym wydłużeniem agregatów mineralnych, jest prawdopodobnie wynikiem młodszych deformacji albo rezultatem rekrytalizacji przy ograniczonej swobodzie wynikającej z oddziaływania stresu równoległego do osi C głównej deformacji. Natomiast fałdy o osiach skierowanych ku NE (60°) są równoczesne z powstaniem foliacji w strefie tektonicznej.

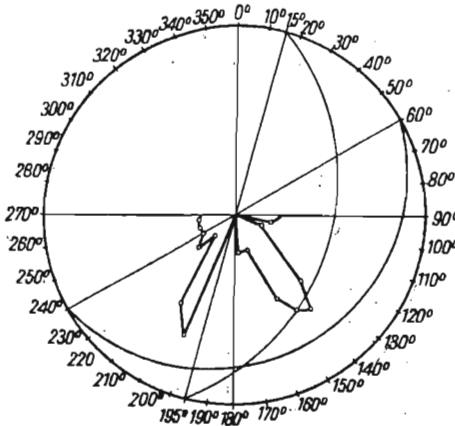


Fig. 12

Fig. 12. Róża spekań z dużego kamieniołomu na Izerskich Garbach
Rose of fractures from a large quarry at Izerskie Garby

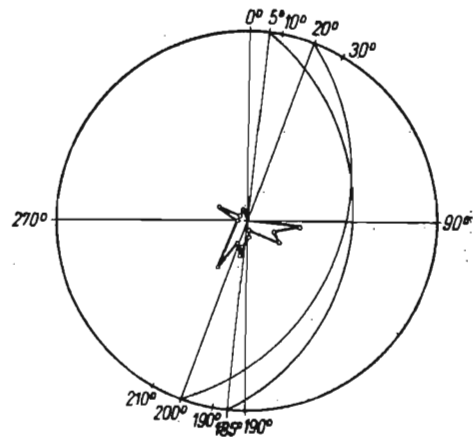


Fig. 13

Fig. 13. Róża spekań z małego kamieniołomu w okolicy Rozdroża Izerskiego
Rose of fractures from a small quarry in the vicinities of Rozdroże Izerskie

SPEKANIA

W dalszych badaniach strefy tektonicznej Rozdroża Izerskiego posłużono się analizą spekań. Spekania mierzone w strefie występowania kwarcu w kamieniołomie na Izerskich Garbach oraz w małym kamieniołomie niedaleko Rozdroża Izerskiego, a ponadto w odsłonięciach hornfelsów i gnejsów Wysokiego Grzbietu. Z zebranych pomiarów wykonano dla poszczególnych formacji różę spekań. Różę spekań zostały później wkomponowane w siatkę przestrzenną Schmidta, a cięciwami i pasami zaznaczono średnie płaszczyzny foliacji wynikającej z diagramu. Na sporządzonym szkicu z dużego kamieniołomu na Izerskich Garbach (fig. 12) obserwujemy, że najlepiej wyeksponowane są spekania podłużne, zgodne z rozciągłością i foliacją w strefie tektonicznej. Podobnie silnie rozwinięte są spekania poprzeczne lekko ukośne do tej strefy, a całkowicie poprzeczne do foliacji — 60° z upadem (ku SE). Spekania podłużne pokrywają się niemal całkowicie z foliacją i laminacją w strefie występowania kwarcu. Rysy poślizgu występujące na wymienionych płaszczyznach spekań mają kierunek 160° z upadem 52° ku SE, przy czym ściana wschodnia w stosunku do zachodniej jest zwykle obsunięta.

Drugi system spekań w kamieniołomie na Izerskich Garbach jest, jak wspomniano, ścinający do głównej strefy dyslokacji, a poprzeczny do foliacji 60° . Obserwowane rysy poślizgu na tych płaszczyznach wykazują kierunek $250/80^\circ$, przy czym wschodnia ściana względem zachodniej uległa obsunięciu. Róża spekań z małego kamieniołomu w pobliżu Rozdroża Izerskiego (fig. 13) sygnalizuje dwa silnie wyeksponowane kierunki — podłużny i poprzeczny do strefy tektonicznej. Spekania poprzeczne ujawniają na płaszczyznach rysy wykazujące każdorazowe zeslizgiwania się południowej ściany względem północnej.

Porównując spekania z kamieniołomu na Izerskich Garbach ze spekaniami z małego kamieniołomu stwierdzimy, że w tym ostatnim panują

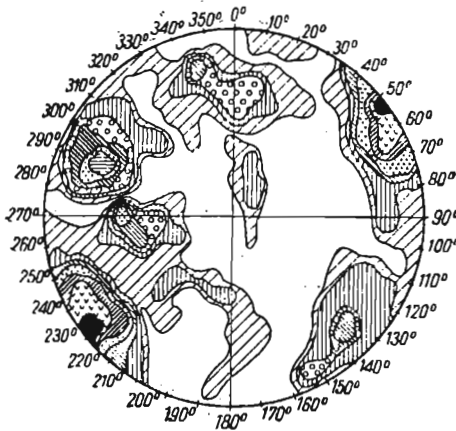


Fig. 14.

Fig. 14. Statystyczny kumulacyjny diagram konturowy spękań na Izerskich Garbach
Statistical cumulative contour diagram of fractures at Izerskie Garby

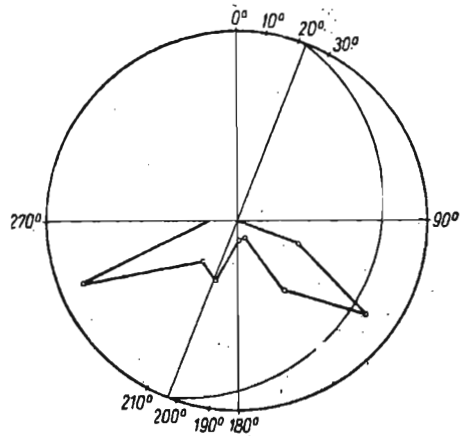


Fig. 15.

Fig. 15. Róża spękań z Wysokiego Grzbietu
Rose of fractures from Wysoki Grzbiet

pozornie bardziej typowe warunki, jakie można spotkać w masywach o dużej kompetencji mechanicznej. Spękania względem foliacji są tu ułożone bardziej prawidłowo, zgodnie z zasadami mechaniki odkształceń skał sztywnych. Ten sam system spękań pomierzony w kamieniołomie na Izerskich Garbach znajduje się względem foliacji w położeniu niemal ścinającym. Wynika to ze szczególnego usytuowania dużego kamieniołomu. Został on mianowicie założony w miejscu, gdzie ujawnia się zmiana kierunku przebiegu strefy dyslokacyjnej, a co za tym idzie zmiana całego układu koordynacyjnego ze wszystkimi konsekwencjami. Spękania występujące w dużym kamieniołomie najlepiej ilustruje fig. 14.

Róża spękań z obszaru występowania hornfelsów ma również dwa wyeksponowane maksima, znajdujące się w położeniu skośnym do kierunku głównej foliacji w strefie występowania kwarcu. Spękania te są skośne także w stosunku do foliacji i osi fałdów w hornfelsach (fig. 15).

Spękania w hornfelsach o kierunku 140–150° z upadem 30–40° wypełnione są niekiedy aplogranitem; mogą one należeć więc do systemu spękań tenzyjnych, prostopadłych do A osi głównej deformacji lub, co jest bardziej prawdopodobne, stanowią one wypełnienie spękań zgodnych z płaszczyzną AC głównej deformacji.

Spękania pomierzone w gnejsach ujawniają nieco inne kierunki niż w hornfelsach. Są one bliższe tym, które dostrzega się w strefie występowania kwarcu, chociaż nieco odmienne. Brak jest przewagi w kierunku 200°. Bardziej wyeksponowane są kierunki 130 i 145°. Spękania o kierunku 140° z upadem 70° ku SW są często zmineralizowane. Wszystkie spotkane na zbadanym terenie żyły kwarcu wypełniają szczeliny o azymutach 110–130°, przy czym są one często przecięte młodszą generacją o kierunku 160°.

MŁODE RUCHY TEKTONICZNE

Dokładne zdjęcie geologiczne strefy tektonicznej Rozdroża Izerskiego daje szereg uzupełniających faktów, dzięki którym jej budowa staje się bardziej zrozumiała.

Obserwacje terenowe wykazały, że na odcinku między występowaniem granitu a Piaskową Górą strefa występowania kwarcu pocięta jest szeregiem równoległych uskoków przesuających ją schodowo ku zachodowi. Ten typ uskoków powstaje najczęściej wskutek działania sił rotacyjnych w zakrzepłych masywach krystalicznych. Następują wówczas homogeniczne, szeregowe, powinowate poślizgi. Z mapy geologicznej wynika też, że im bardziej na południowy zachód od Rozdroża Izerskiego, a bliżej masywu granitowego Karkonoszy, tym przesunięcie boczne jest większe; zwiększa się również odległość między kolejnymi uskokiemi. Czy i jaki ma to związek z kształtowaniem się samego masywu granitowego, trudno jest określić, chociaż uzupełniające badania mogłyby to wyjaśnić. Sam fakt istnienia tego rodzaju dyslokacji tłumaczy, dlaczego strefa tektoniczna o kierunku od 50 do 65° ulega na odcinku między Piaskową Górą a Izerskimi Garbami zrotowaniu do kierunku 20° . Wyjaśnia to anomalię intersekcyjną istniejącą na wspomnianym odcinku, gdzie strefa występowania kwarcu o kierunku 60° z upadem 40 — 50° ku SE na szczycie Izerskich Garbów zamiast cofać się ku zachodowi, zgodnie z zasadami intersekcji geologicznej, jest wysunięta ku wschodowi z równoczesnym zestromieniem upadu skał kwarcowych. Forma ta sugeruje tu istnienie szerokopromiennego fałdu powstałego ze ścinania.

MECHANIKA POWSTANIA STREFY TEKTONICZNEJ
ROZDROŻA IZERSKIEGO

W poprzednich rozdziałach zostały opisane fakty zaobserwowane w toku analizy petrograficznej, mikrotektonicznej i tektonicznej dużego obszaru, wewnątrz którego znajduje się interesująca nas strefa. Fakty te posłużą w dalszym ciągu do scharakteryzowania w przybliżeniu genezy, rodzaju dyslokacji i określenia względnego wieku deformacji, która przyczyniła się do powstania strefy występowania skał kwarcowych.

Już z pobieżnych obserwacji wywnioskowano, że geneza strefy dyslokacyjnej jest odmienna od genezy otaczających ją skał. Praktycznie stanowi ona odrębny element geologiczny, uformowany w trakcie nowej deformacji tektonicznej, zdolnej do gruntownego, mechanicznego przeobrażenia skał na pewnym odcinku terenu. Tym sposobem w stosunku do skał otaczających staje się zupełnie innym środowiskiem skalnym, zdolnym zanotować następne ruchy tektoniczne. Efekty nowych ruchów nie są tu skomplikowane relikdami dawnych deformacji, zniszczonymi w czasie tworzenia się dyslokacji. W takim układzie strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego staje się indikatorem zdolnym do chronologicznego uporządkowania poszczególnych deformacji.

Aby można było zbadać genezę skał zdeformowanych i porównać deformacje, a zwłaszcza przewidzieć właściwości całego kompleksu elementów strukturalnych zaobserwowanych w skałach kwarcowych i wokół nich, trzeba koniecznie znaleźć położenie uskoku w stosunku do głównych osi deformacji. Pamiętać należy przy tym, że każdą deformację

cehuje własny system koordynantów i charakterystyczny styl tektoniki uwarunkowanej natężeniem deformacji, czasem trwania, kompetencją mechaniczną materiału deformowanego i charakterem deformacji.

Dla określenia pozycji strefy tektonicznej Rozdroża Izerskiego w stosunku do osi głównej deformacji przeprowadzono w pierwszym rzędzie analizę mikrotektoniczną skał kwarcowych występujących w obrębie dyslokacji. Wnioski strukturalne wynikające z tych obserwacji sugerują możliwość powstania strefy tektonicznej na płaszczyźnie ścinania. Przemawiają za tym gruntowne zmiany laminacji wywołane napięciami tangencjalnymi. Napięcia tangencjalne w idealnym przypadku osiągają, jak wiadomo, maksimum na płaszczyznach zalegających w stosunku do osi głównej deformacji pod kątem 45° . W takiej sytuacji może zostać przekroczona granica elastyczności skał, a wzmagające się napięcia tangencjalne spowodują deformacje plastyczne, w wyniku których skała uzyska w wąskiej strefie laminację zgodną z płaszczyzną uskoku. Trzeba dodać, że tego typu deformacje w skałach sztywnych, lecz heterogenicznych, o dużej anizotropii mechanicznej mogą odbiegać nieco od schematu, podporządkowując się na pewnych odcinkach lokalnym zjawiskom i właściwościom mechanicznym skał.

W przypadku strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego nowa laminacja na odcinku między Piaskową Górą a Izerskimi Garbami wykazuje kierunek w przybliżeniu 20° ze stromym upadem ku SE. Na pozostałych dwóch odcinkach tej strefy panuje kierunek około 60° z upadami $\pm 40^\circ$ ku SE.

Cały dotychczasowy wywód prowadzi do formalnego stwierdzenia, że strefa tektoniczna Rozdroża Izerskiego rozwinęła się na płaszczyźnie ścinania, której kierunek wynosi w przybliżeniu 60° z upadem 40° ku SE.

Nieliczne osie B fałdów ciągniętych, pomierzone w strefie tektonicznej Rozdroża Izerskiego, wskazują, że azymut w granicach od 50° do 60° z upadem od 40° do 60° ku NE może być reliktem kierunków wyznaczających oś B schematu koordynacyjnego deformacji odpowiedzialnej za powstanie uskoku. Płaszczyzna uskoku w takim układzie odpowiadałaby pozycji HOL, to znaczy przechodziłaby przez oś B głównej deformacji i byłaby ustawiona mniej więcej pod kątem 45° do płaszczyzn wyznaczonych przez osie BC i AB. Dla określenia pozostałych osi głównej deformacji w przypadku dyslokacji Rozdroża Izerskiego można posłużyć się analizą kwadratu kompresji i tensji, z której wynika, że oś A prostopadła do B byłaby odchylona od pionu o kilka stopni i pochylona ku NE około 80° . Oś C prostopadła do B i A wykazywałaby kierunek w przybliżeniu 150° i położenie prawie poziome.

Na zachód i wschód od strefy dyslokacyjnej panują inne warunki geologiczne. Laminacja i foliacja tak w gnejsach, jak i łupkach zhornfelsowanych ustawiona jest do laminacji i foliacji w skałach kwarcowych skośnie, a osie B fałdów zgodnych z kierunkiem laminacji są ustawione pod kątem 50° w stosunku do osi B fałdów o kierunku 60° . Można z tego wnioskować, że zanim doszło do powstania strefy tektonicznej Rozdroża Izerskiego, obszar gór Izerskich był widownią znamiennych ruchów tektonicznych fałdowych. Ruchom tym towarzyszyła metamorfoza, dzięki której kompleks skalny został przeobrażony i usztywniony. Deformacje, w wyniku których powstał interesujący nas uskok, rozwijały

się w środowisku skał sztywnych. To, że w strefie tektonicznej zachowały się relikty fałdów odwzorowujących schemat tych deformacji, zawdzięcza się odkształceniom plastycznym jedynie wąskiej strefy dyslokacyjnej.

Jeszcze inaczej ma się rzecz ze spękaniem. Rozmieszczenie maksimum spękań jest inne w strefie tektonicznej i poza nią. Potwierdza to odrębność środowiska skalnego, jakie wytworzyło się w strefie dyslokacji.

Analiza lineacji ujawnia, że struktury linijne zgadzają się maksymalnie tak w strefie tektonicznej, jak i poza nią. Nasuwa to przypuszczenie, że powstały one równocześnie, jednakże w czasie późniejszej deformacji niż ta, dzięki której powstała dyslokacja.

Przyjmując średni kierunek lineacji $110/40^\circ$ za reprezentanta osi B nowej deformacji, można się spodziewać, że strefa tektoniczna jako bardziej predysponowana na odkształcenia znalazłszy się w płaszczyźnie AC nowej deformacji zostanie pocięta szeregiem spękań tenzyjnych, ułatwiających wędrówkę głębinnych emanatów. Szczeliny powstałe w strefach silnie strzaskanych, jak pisze Aschgirei (1963), są wygodnymi drogami dla intruzji magmowych, które wypełniają je.

Strefa tektoniczna Rozdroża Izerskiego może być typem uskoku głębokiego, rozwiniętego na płaszczyźnie ścinania, w którym predyspozycja tektoniczna ułatwiła wędrówkę roztworów i par z głębi skorupy ziemskiej, gdzie stopień geotermiczny i temperatura wyzwalała się w czasie tarcia o siebie deformowanych mas skalnych zdolna była do poważnego ich przeobrażenia. Na tej drodze mogły zostać uruchomione większe masy krzemionki, która przeszła do gorących roztworów i wędrując ku górze przeobrażała hydrotermalnie skały strefy tektonicznej, a nawet odkładała się w formie intruzji granitu karkonoskiego. O wielkości zjawisk tektonetycznych w omawianej strefie dowodzi przesunięcie mas skalnych na płaszczyźnie uskoku o wiele kilometrów ku SW.

Oddział Dolnośląski
Instytutu Geologicznego
Wrocław, ul. Jaworowa 19
Nadesłano dnia 7 lutego 1966 r.

PIŚMIENNICTWO

- ASHGIREI G. D. (1963) — *Strukturgeologie*. DVW. Berlin.
- BERG G. (1925) — *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern*. (Blatt Flinsberg-Strickerhäuser. Preuss. Geol. Ges. L. — A. Berlin.
- BERG G. (1926) — *Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen*. Blatt Flinsberg-Strickenhäuser. Preuss. Geol. Ges. L. — A. Berlin.
- LEWOWICKI S. (1965) — Charakterystyka żyły kwarcowej w Rozdrożu Izerskim. *Kwart. geol.*, 9, p. 42—52, nr 1. Warszawa.
- JELIŃSKI A., LIS J., PRZENIOSŁO S. (1965) — Uwagi o północnym kontakcie granitu karkonoskiego na zachód od Szklarskiej Poręby. *Biul. Inst. Geol.*, 170, p. 5—13. Warszawa.
- SZAŁAMACHA M. (1965) — Pozycja geologiczna żyły kwarcu na Rozdrożu Izerskim. *Kwart. geol.*, 9, p. 915, nr 4. Warszawa.

Януары ШАЛАМАХА, Марія ШАЛАМАХА

О ДИСЛОКАЦИОННОЙ ЗОНЕ ИЗЕРСКОГО РОЗДРОЖА В ИЗЕРСКИХ ГОРАХ

Резюме

В Западных Судетах в районе Изерского Роздрожя между городами Шклярска Порэмба и Сверадув Здруй развиты кварцевые породы, считаемые до сих пор жильными образованиями, наличие которых было интерпретировано по-разному. Например, Г. Берг (1926) допускал существование здесь древнего тектонического шрама, но считал что кварц сам по себе жильного происхождения. Такой же точки зрения придерживался К. Смуликowski, который не уточняет, однако, самого происхождения кварца. Другие исследователи твердо придерживались мнения, что кварц Изерского Роздрожя относится к жильному образованию, но по-разному интерпретировали как раз способ его интродуцирования.

В результате авторы решили путем всестороннего изучения геологических вопросов распространения кварца на Изерском Роздрожя определить как петрогенетический характер породы, так и механику ее сформирования.

Петрогенетический анализ показал, что основная масса кварца вообще не проявляет жильного характера; она образовалась из милонитизированных, гидротермально и метасоматически измененных пород тектонической зоны. Изменение этих пород было настолько интенсивное и одновременно координированное, что возникла специфическая среда с рядом петрографических разновидностей пород, совершенно отличающихся от пород распространенных вне дислокационной зоны. Этими породами являются контактные роговики и различные структурные разновидности гнейсов. В тектонической зоне образовались тонкослоистые милонитовые гнейсы, роговиковые (высококварцевые) сланцы и полосчатые кварцевые образования, в которых выделяется целый ряд второстепенных разновидностей пород.

Микроструктурные исследования позволили определить ряд макроскопически незаметных признаков, которые свидетельствуют о значительном механическом изменении пород в узкой дислокационной зоне, что в итоге привело к возникновению нового направления слоистости, почти перпендикулярной к слоистости господствующей здесь в региональном масштабе. Определены три направления слоистости. Реликтовая додеформационная (по отношению к формированию тектонической зоны) слоистость, которая сохраняется только лишь в кварцах в виде полос микролитов, оставшихся на месте частично выщелоченных первичных минералов. Вторая слоистость является синтетектонической и соответствует простиранию тектонической зоны. Третья слоистость, образовавшаяся в результате перекристаллизации, почти перпендикулярна к второй. Анализ мелких структур выявил два направления сланцеватости в каменоломни на Изерских Гарбах: первое северо-северо-восток — юго-юго-запад с падением к востоку-юго-востоку, второе северо-восток — юго-запад с падением к юго-востоку. Сланцеватость вне тектонической зоны проявляет общее направление восток-юго-восток — запад-северо-запад с падением к северо-востоку.

Трещины обнаруживают целый ряд особенностей, из которых самой важной является то обстоятельство, что тектоническая зона реагировала на тан-

генциальные деформации как совершенно самостоятельная жесткая среда, дающая свойственную себе схему координации.

Линейные направления дислокационной зоны идентичны с господствующими направлениями линейных структур в гнейсах и роговиках. Это указывает на то, что они моложе тектонической зоны Изерского Роздрожа, так как в противном случае не сохранились бы во время интенсивных пластических деформаций.

Молодые тектонические движения путем гомогенных, родственных и последовательных скольжений привели к раздроблению непрерывной тектонической зоны на ряд блоков; в результате чего посредством сдвигания с лобовой частью на Изерских Гарбах образовались своего рода складки.

По мнению авторов тектоническая зона Изерского Роздрожа может являться типом глубинного, развитого по плоскости сдвига сброса, в котором тектоническая предрасположенность способствовала передвижению растворов и газов из глубины земной коры, где геотермический градус и температура, освобождающиеся при трении деформированных масс пород, были способны значительно их изменить. Этим путем могли поступать значительные количества кремнезема, который переходил в раствор, двигался кверху и подвергал гидротермальному изменению породы тектонической зоны и даже отлагался в виде отдельных жил. Эта интенсивность изменений могла увеличиваться во время интрузии крконошского гранита.

January SZALAMACHA, Maria SZALAMACHA

DISLOCATION ZONE OF ROZDROŻE IZERSKIE IN THE IZERSKIE MOUNTAINS

Summary

In West Sudetes, between Szklarska Poręba and Świeradów Zdrój, in the vicinities of Rozdroże Izerskie, quartz rocks occur so far reckoned as a vein formation, the presence of which has variously been interpreted. G. Berg (1926), for example, was of the opinion that here an old tectonic scar occur, but he thought that the quartz itself is of vein origin. Similar opinion was expressed by K. Smulikowski; however, this scientist did not explain the origin of the quartz considered. Other research workers maintained that the quartz from the Rozdroże Izerskie area represented a vein formation, however, the way of its intrusion was variously interpreted.

On the basis of a versatile recognition of geological problems connected with the quartz occurrence in the Rozdroże Izerskie area, the present authors decided to explain both petrogenetical character of the formation and mechanics of its origin.

Petrogenetical analysis has demonstrated that the main quartz mass does not bear a vein character, but has originated from mylonitized, hydrothermally and metasomatically altered rocks of tectonic zone. Alteration of these rocks was so strong and co-ordinated that it was responsible for the formation of a specific rock environment characterized by a series of petrographical varieties strongly different from those of the rocks occurring beyond the dislocation zone. To these

rocks belong hornfelses and various structural varieties of gneisses. Within the tectonic zone thin-laminated mylonitic gneisses, hornfels schists (strongly quartzous) and banded quartz rocks have been formed, among which a series of secondary varieties can be distinguished.

Microstructural investigations allowed to trace a series of camroscopically invisible features proving a strong, mechanical remodelling of rocks in the narrow dislocation zone, leading also to a formation of new direction of lamination, almost perpendicular here to regional lamination. Three directions of lamination have been encountered in the area considered: 1 — relict lamination, which in relation to the formation of tectonic zone represents a pre-deformation lamination and has been preserved only in quartz as bands of microlites left after the incompletely etched primary minerals; 2 — syntectonic lamination being in accordance with the extension of tectonic zone; 3 — recrystallization lamination, almost perpendicular to the second lamination.

Analysis of small structures found in a stone quarry, Izerskie Garby area, has shown the presence of foliation characterized by two directions, the first one of a NNE—SSW direction, dipping to ESE, the second one of a NE—SW direction, dipping to SE. Beyond the tectonic zone the foliation shows a general direction ESE—WNW, with a dip towards NE.

The fissures reveal some interesting properties. The most important is that the tectonic zone reacted against tangential deformations as a completely separate and stiff rock mass characterized by a peculiar coordination scheme.

Linear directions of the zone of dislocations are identical with the prevailing directions of linear structures in gneisses and hornfelses. This proves that they are younger than the time of formation of tectonic zone in the Rozdroże Izerskie area, since they could not suffer intense plastic deformations.

Young tectonic deformations were responsible for the disintegration of the uninterrupted tectonic zone into blocks, through homogeneous, related and series slides. This caused formation of a kind of shear fold with its front in the Izerskie Garby area.

According to the present authors the tectonic zone of Rozdroże Izerskie may represent a type of deep fault developed on shear plane. Tectonic predisposition of this fault has enabled migration of solutions and vapours from deep zones of the earth crust, where geothermic degree and temperature increasing during friction of deformed rock masses could strongly change the products under discussion. In this way also greater masses of silica could have been moved, which passed then into solutions and, migrating upwards, hydrothermally changed rocks of the tectonic zone and even sedimented in the form of separate veins. Such active alterations might have increased during intrusion of the Karkonosze granite.

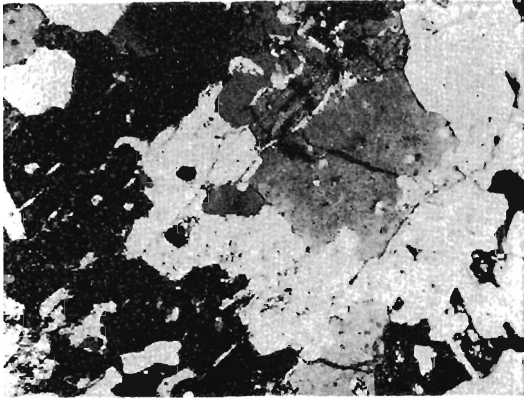


Fig. 16

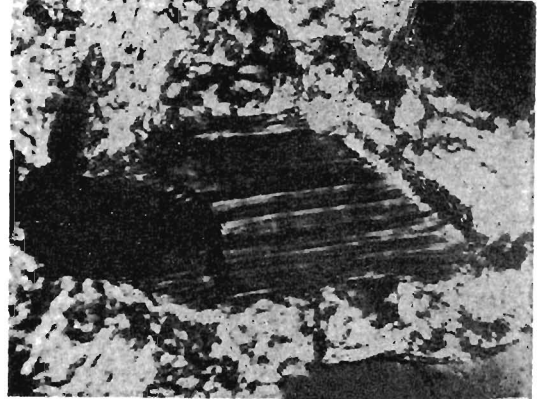


Fig. 17

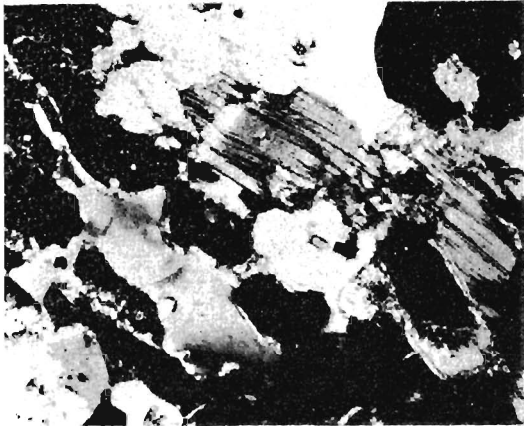


Fig. 18

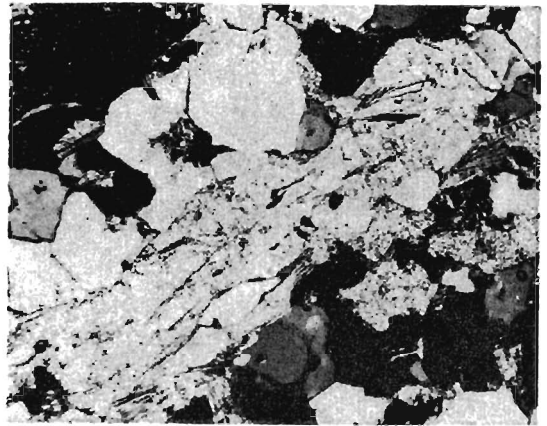


Fig. 19

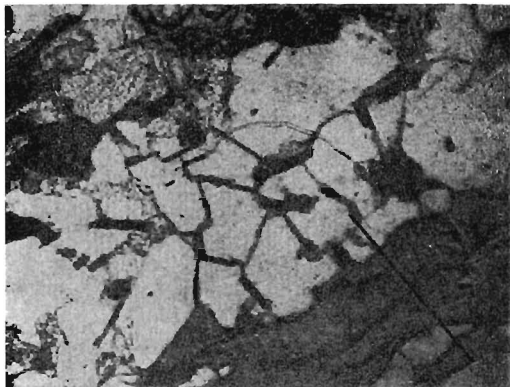


Fig. 20

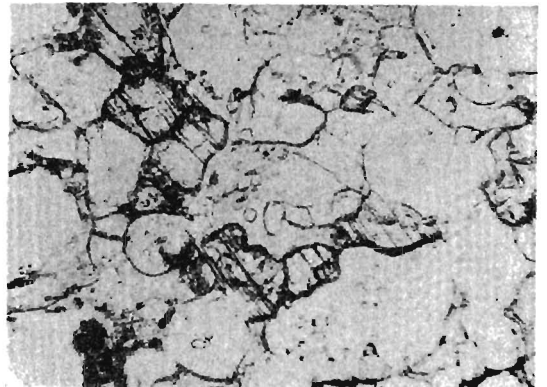


Fig. 21

TABLICA I

- Fig. 16. Łupki zhornfelsowane — andaluzyt (czarny) przeobrażony w pinit (biały nakrapiany) i wypierany przez kwarc (biały); nikole skrzyż., pow. 50 ×
 Hornfels schists — andalusite (black) changed into pinit (white and spotted) and displaced by quartz (white); crossed nicols, enl. × 50
- Fig. 17. Łupki zhornfelsowane — powyginana blaszka muskowitu przeobrażona w agregat serycytowy (Izerskie Garby); nikole skrzyż., pow. 130 ×
 Hornfels schists — bent lamina of muscovite, changed into sericite aggregate (Izerskie Garby); crossed nicols, enl. × 130
- Fig. 18. Łupki zhornfelsowane — andaluzyt (czarny) podzielony na „wyspy“, od krawędzi pinityzowany oraz blaszka muskowitu powyginanego i wypieranego przez kwarc (Rozdroże Izerskie); nikole skrzyż., pow. 50 ×
 Hornfels schists — andalusite (black) divided into „islands“, pinitized at its edge and muscovite lamina bent and displaced by quartz (Rozdroże Izerskie); crossed nicols, enl. × 50
- Fig. 19. Łupki zhornfelsowane — lamina pinitowa (szara, nakrapiana), kwarc (biały) wypierany przez pinit (Izerskie Garby); nikole skrzyż., pow. 20 ×
 Hornfels — pinit lamina (grey and spotted), quartz (white) displaced by pinit (Izerskie Garby); crossed nicols, enl. × 20
- Fig. 20. Łupki zhornfelsowane (fragment z fig. 19, pow. 330 ×) — widoczny nowy kierunek laminacji (orientację ułatwia czarna linia) oraz występowanie między ziarnami cienkich filmów, którymi wędrowały roztwory żelaziste; nikole skrzyż.
 Hornfels schists (the fragment presented on Fig. 19, enl. × 330) — new direction of lamination (black line) and thin films between the grains, the films served as migration path for ferruginous solution; crossed nicols
- Fig. 21. Łupki zhornfelsowane — andaluzyt wypierany przez kwarc (Izerskie Garby); nikole równoleg., pow. 50 ×
 Hornfels schists — andalusite displaced by quartz (Izerskie Garby); parallel nicols, enl. × 50

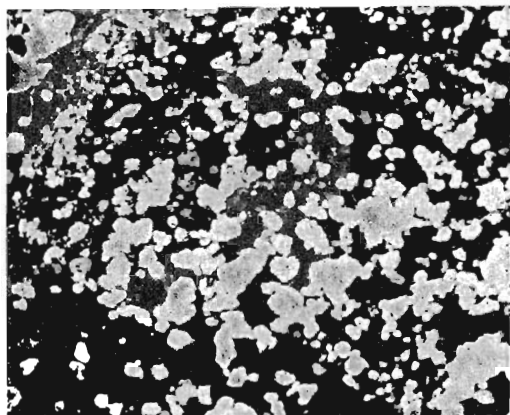


Fig. 22

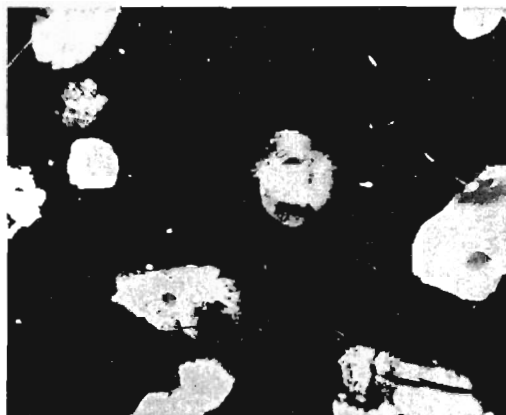


Fig. 23

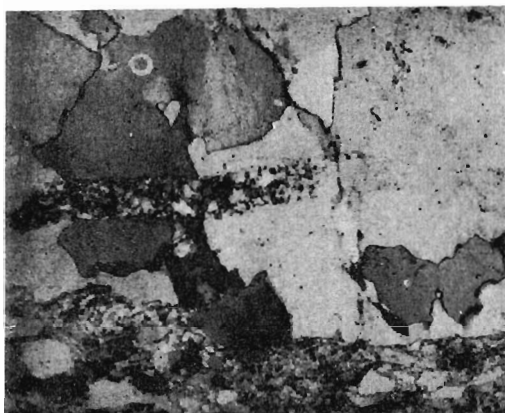


Fig. 24

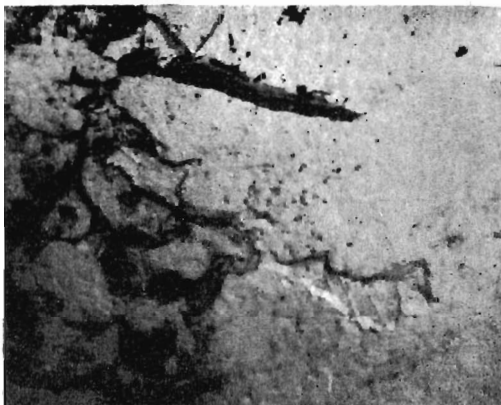


Fig. 25

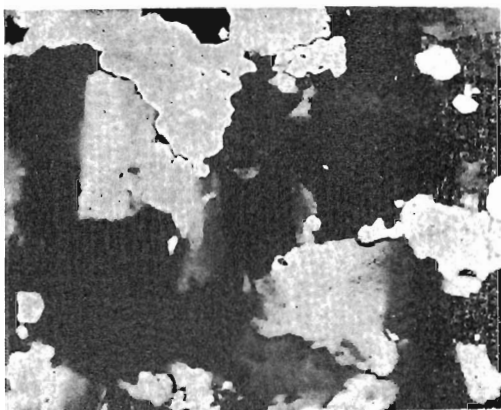


Fig. 26

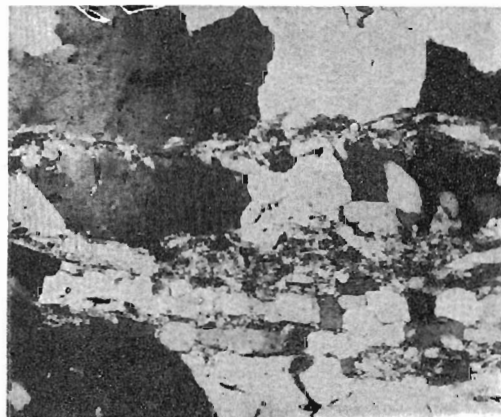


Fig. 27

TABLICA II

- Fig. 22. Skarn silnie kwarcowy — fluoryt z wzrostkami kwarcu (biały) — Izerskie Garby; nikole skrzyż., pow. 20 ×
 Strongly quartzous skarn — fluorite with quartz insets (white) — Izerskie Garby; crossed nicols, enl. × 20
- Fig. 23. Skarn silnie kwarcowy — fluoryt z widoczną infiltracją kwarcu (spękania) — Izerskie Garby; nikole skrzyż., pow. 130 ×
 Strongly quartzous skarn — fluorite with quartz infiltration (fractures) — Izerskie Garby; crossed nicols, enl. × 130
- Fig. 24. Skała kwarcowa, smugowana — przykład roztrawienia laminy skaleniowo-kwarcowo-łyszczycowej; nikole skrzyż., pow. 20 ×
 Quartz rock — an example of etching of feldspar-quartz-micaceous lamina; crossed nicols, enl. × 20
- Fig. 25. Skała kwarcowa, smugowana, blastomylonityczna — relikt skalenia w kwarcu; nikole równoleg., pow. 50 ×
 Banded, blastomylonitic quartz rock. — feldspar relict in quartz; parallel nicols, enl. 50 ×
- Fig. 26. Gnejsy blastomylonityczne — krystalizacyjne ukierunkowanie kwarcu z zachowaniem kierunku pierwotnej laminacji (Rozdroże Izerskie); nikole skrzyż., pow. 20 ×
 Blastomylonitic gneisses — crystallization trend of quartz with preserved direction of original lamination (Rozdroże Izerskie); crossed nicols, enl. × 20
- Fig. 27. Gnejsy blastomylonityczne — przykład dwóch generacji kwarcu. W dolnej części laminacja pierwotna, w górnej — wtórna (Rozdroże Izerskie); nikole skrzyż., pow. 20 ×
 Blastomylonitic gneisses — an example of two generation of quartz. At the bottom — original lamination, at the top — secondary lamination (Rozdroże Izerskie); crossed nicols, enl. × 20

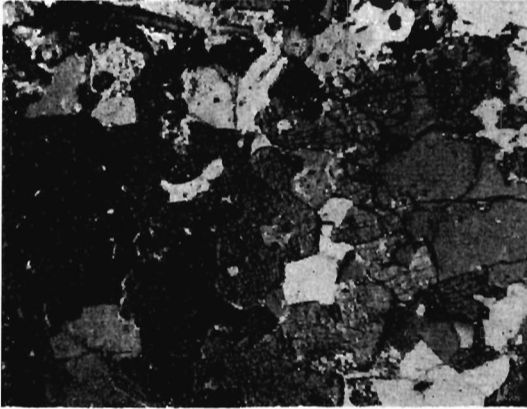


Fig. 28

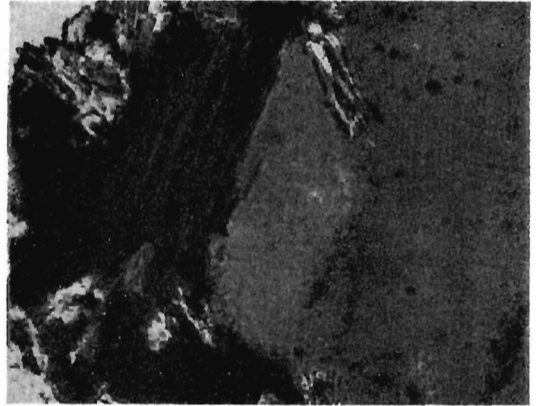


Fig. 29

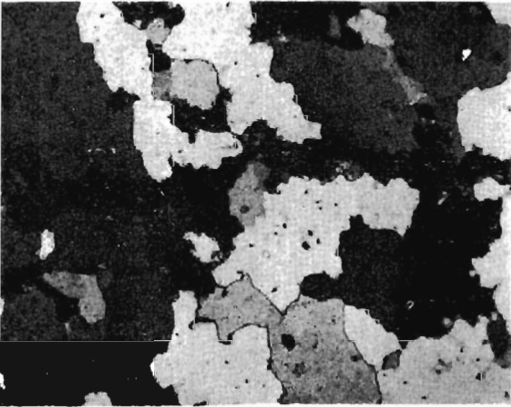


Fig. 30



Fig. 31



Fig. 32

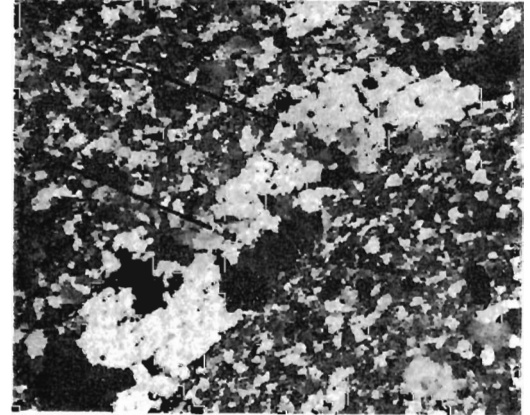


Fig. 33

TABLICA III

- Fig. 28. Łupki zhornfelsowane — diopsyd wypierany przez kwarc (Izerskie Garby);
nikole skrzyż., pow. 50 ×
Hornfels schists — diopside displaced by quartz (Izerskie Garby); crossed
nicols, enl. × 50
- Fig. 29. Łupki zhornfelsowane — roztrawiona w kwarcu błaszka muskowitu (Izerskie
Garby); nikole skrzyż., pow. 330 ×
Hornfels schists — muscovite lamina etched in quartz (Izerskie Garby);
crossed nicols, enl. × 330
- Fig. 30. Skąły kwarcowo-smugowane — lamina tytanitu pośród kwarcu, który układa
się w nowy kierunek laminacji krystalizacyjnej (Izerskie Garby); nikole
skrzyż., pow. 50 ×
Quartz-banded rocks — titanite lamina in quartz that is arranged in a new
direction of crystallization lamination (Izerskie Garby); crossed nicols, enl.
× 50
- Fig. 31. Skarn silnie kwarcowy — fluoryt (czarny) z wrostkami kwarcu (białe) o poi-
kilitowej strukturze, w centrum tremolit po diopsydie (Izerskie Garby);
nikole skrzyż. pow. 50 ×
Strongly quartzous skarn — fluorite (black) with quartz insets (white) of
poikilitic texture, in the central part — tremolite after diopside (Izerskie
Garby); crossed nicols, enl. × 50
- Fig. 32. Skarn silnie kwarcowy — relikty diopsydu, widoczne wyraźne spękania
i bliźniaki (Rozdroże Izerskie); nikole skrzyż., pow. 50 ×
Strongly quartzous skarn — diopside relicts, fractures and twins are visible
(Rozdroże Izerskie); crossed nicols, enl. × 50
- Fig. 33. Skarn silnie kwarcowy — widoczne pierwotne laminy kwarcowe różnej gru-
bości i wtórne krystalizacyjne; czarne linie ułatwiają znalezienie tego kierun-
ku (Rozdroże Izerskie); nikole skrzyż., pow. 8 ×
Strongly quartzous skarn — original laminae of quartz of various thickness
and secondary crystallization laminae may be observed; black lines make
possible to find the direction (Rozdroże Izerskie); crossed nicols enl. × 8

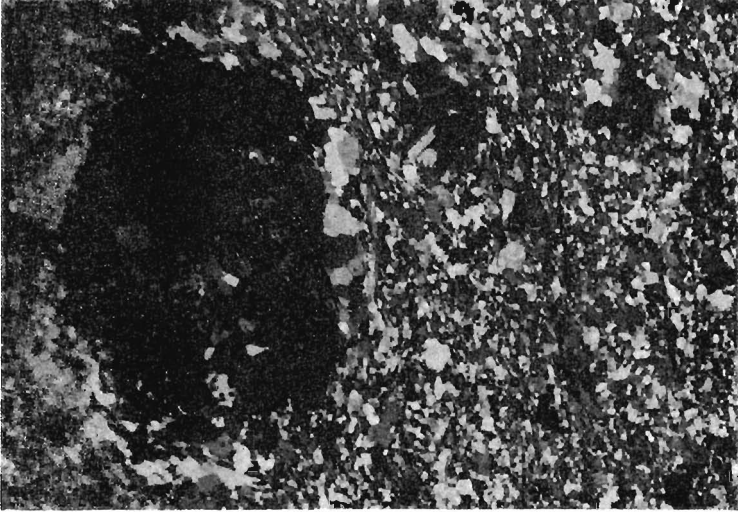


Fig. 34

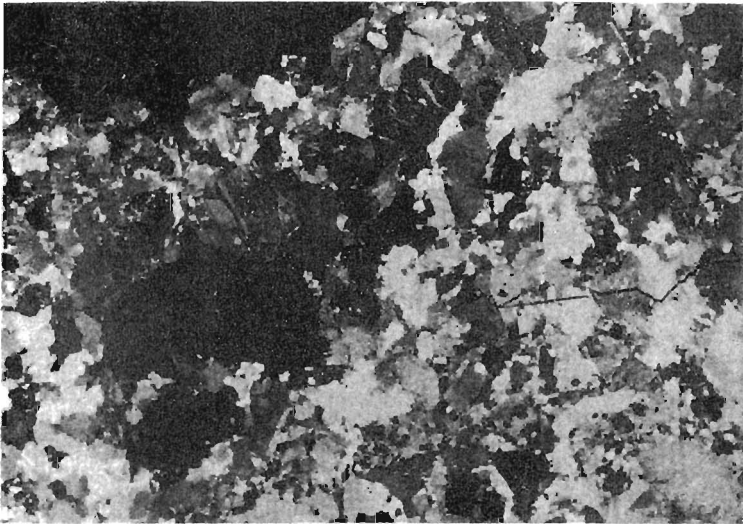


Fig. 35

TABLICA IV

- Fig. 34. Gnejsy blastomylonityczne — blast mikroklinu bez wyraźnej kratki bliźniaczej, wypierany przez kwarc (widoczna pertytyzacja); nikole skrzyż., pow. 8 ×
Blastomylonitic gneisses — microcline blast showing no distinct twinning lattice, displaced by quartz (perthitization is visible); crossed nicols, enl. × 8
- Fig. 35. Granit z pokładowych intruzji (Izerskie Garby); nikole skrzyż., pow. 8 ×
Granite from sheet intrusions (Izerskie Garby); crossed nicols, enl. × 8

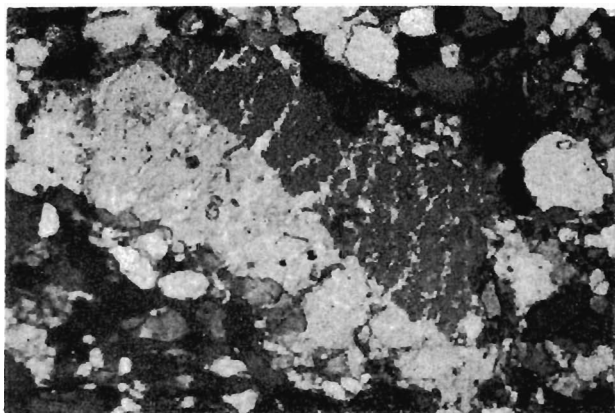


Fig. 36

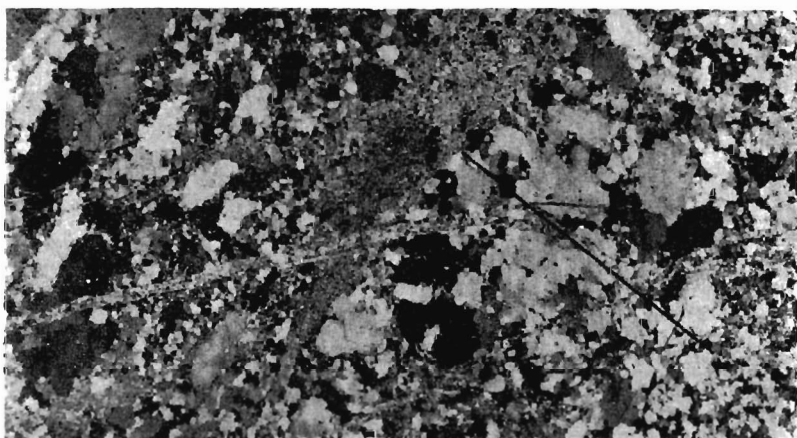


Fig. 37

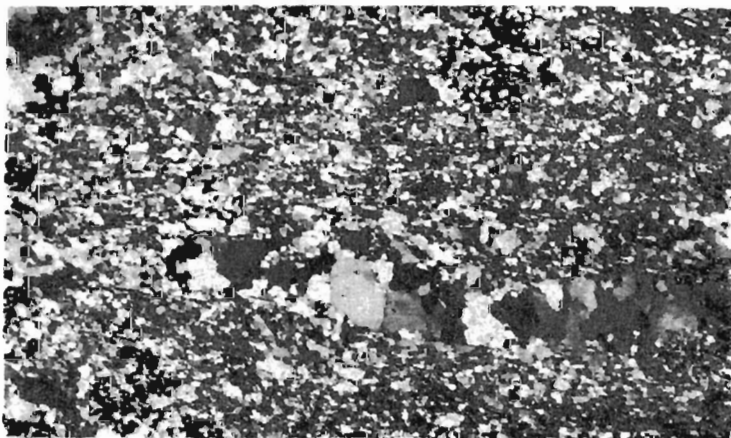


Fig. 38

TABLICA V

Fig. 36. Gnejsy blastomylonityczne — porfiroblast skalenia karlsbadzko zbliźniaczony, ulegający infiltracyjnej pertytyzacji, od krawędzi wypierany przez kwarc (Izerskie Garby); nikole skrzyż., pow. 20 ×

Blastomylonitic gneisses — feldspar porphyroblast twinned according to Carlsbad law. It undergoes the infiltration perthitization and at the edges is displaced by quartz (Izerskie Garby); crossed nicols, enl. × 20

Fig. 37. Skarn silnie kwarcowy — widoczne laminy bogate w krzemiany wapniowe i laminacja krystalizacyjna podkreślona czarną linią (Izerskie Garby); nikole skrzyż., pow. 20 ×

Strongly quartzous skarn — laminae rich in calcium silicates and crystallization lamination stressed by black line are seen (Izerskie Garby); crossed nicols, enl. × 20

Fig. 38. Skała gnejsopodobna; nikole skrzyż., pow. 8 ×

Gneiss-like rock; crossed nicols, enl. × 8

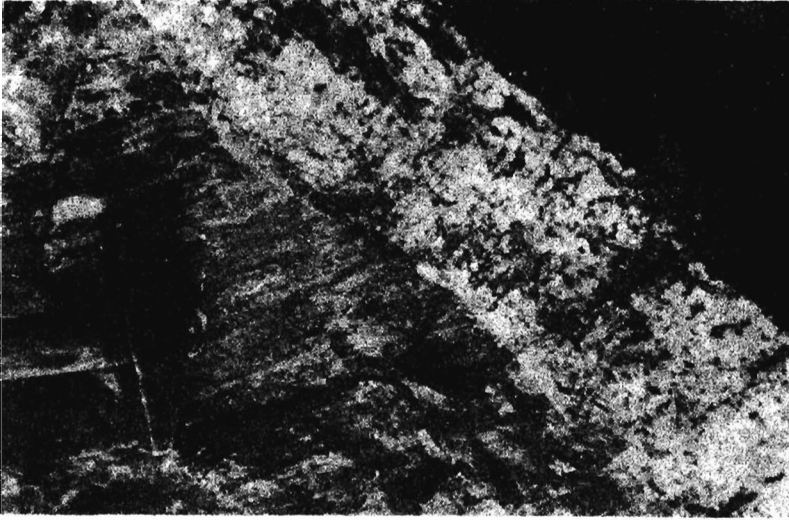


Fig. 39

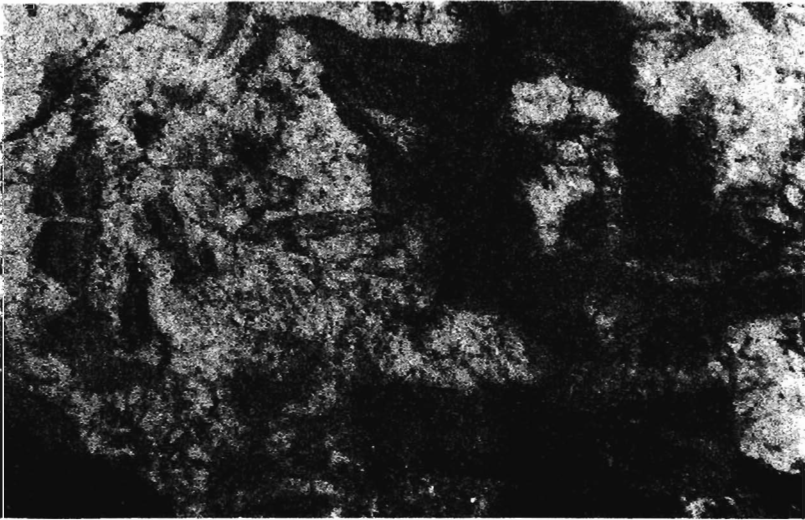


Fig. 40

TABLICA VI

Fig. 39. Żyła granitu w skałach kwarcowych smugowanych; grubość 50 cm
Granite vein in banded quartz rocks; thickness 50 cm

Fig. 40. Fragmenty skał kwarcowych smugowanych, scementowanych kwarcem
Fragments of banded quartz rocks cemented by quartz