

# POZYCJA STRUKTURALNA WARYSCYJSKICH UTWORÓW ŻYŁOWYCH W STREFIE PÓŁNOCNEGO KONTAKTU MASYWU KARKONOSZY W REJONIE SZKLARSKIEJ PORĘBY (SUDETY ZACHODNIE)

Structural position of the Variscan vein rocks  
in the northern contact zone of the Karkonosze massif  
in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes)

Norbert CIEŚLIŃSKI, Jerzy ŻABA

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Geologii Ogólnej  
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

## SPIS TREŚCI

|  |    |
|--|----|
| Streszczenie . . . . .   | 59 |
| Wstęp . . . . .  | 59 |
| Historia badań utworów żyłowych bloku karkonosko-izerskiego ze szczególnym uwzględnieniem żył aplitowych i pegmatytowych . . . . . | 61 |
| Generacje utworów żyłowych . . . . .   | 63 |
| Generacja I . . . . .  | 64 |
| Generacja II . . . . .   | 67 |
| Generacja III . . . . .  | 67 |
| Generacja IV . . . . .   | 70 |
| Wnioski i dyskusja . . . . .   | 72 |
| Literatura . . . . .   | 76 |
| Summary . . . . .  | 79 |

**STRESZCZENIE.** W obrębie granitoidów i hornfelsów występujących na północnym kontakcie masywu Karkonoszy z pasmem łupkowym Szklarskiej Poręby wyróżniono cztery generacje utworów żyłowych związanych genetycznie z waryscyjską intruzją. Pierwszą generację utworów żyłowych reprezentują granitoidowe apofizy i żyły, występujące tylko w strefie egzokontaktowej intruzji. Do drugiej generacji zaliczono żyły kwarcowe i kwarcowo-skaleniove, wykorzystujące lokalne położe lub horyzontalnie zorientowane spękania i szczeliny tensyjne powstałe w miejscach, w których stropowa osłona masywu pogrążała się w intrudującej magmie. Trzecia generacja utworów żyłowych reprezentowana jest głównie przez aplity i pegmatyty wykorzystujące tylko lokalne zespoły

ciosu. Występują one zarówno w granitoidach karkonoskich, jak też w skałach osłony. Wiąże się z pośrednim etapem ewolucji plutonu. Żyły czwartej generacji również występują w obrębie granitoidów oraz skał ich północnej osłony. Reprezentowane są niemal wyłącznie przez aplity, wykorzystujące zarówno spękania lokalne, jak i regionalne. W hornfelsach tworzą one skomplikowane systemy żył. Charakteryzują późny etap ewolucji plutonu, którego zewnętrzne partie uległy już całkowitej konsolidacji, a płynna magma zachowała się jedynie w jego jądrze. Dwie pierwsze generacje skał żyłowych zaliczone zostały do utworów synintruzywnych, trzecia i czwarta natomiast – do postintruzywnych. Ogromna wielkość tych utworów ma charakter żył z rozszerzania.

## WSTĘP

Strefa północnego kontaktu granitoidowego masywu Karkonoszy z metamorfikiem izerskim zawsze stanowiła obiekt licznych badań geologicznych. Do niewątpliwie interesujących utworów występujących na tym terenie należą różnorodne

skały żyłowe – głównie aplity i pegmatyty – związane genetycznie z masywem karkonoskim. Były one przedmiotem wielu opracowań petrograficznych, mineralogicznych, geochemicznych, a w szczególności złożowych. Słabiej poznana jest

pozycja strukturalna tych utworów. Zagadnienie to – w odniesieniu do wschodniej części pasma Szklarskiej Poręby – poruszone było dotychczas jedynie w pracach Żaby (1979, 1984).

W niniejszym opracowaniu podjęto próbę określenia pozycji strukturalnej waryscyjskich utworów żyłowych (głównie apłitów i pegmatytów), jak też wydzielenia ich generacji.

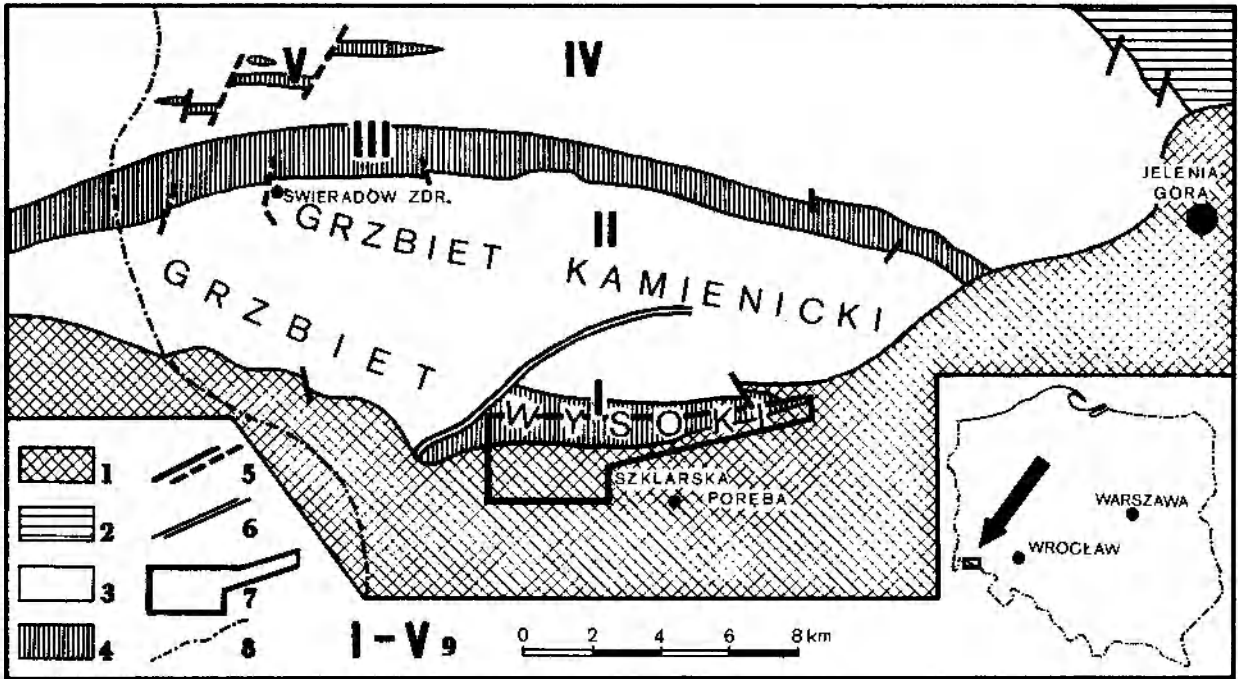


Fig. 1. Szkic geologiczny centralnej części bloku karkonosko-izerskiego z zaznaczeniem terenu szczegółowych badań. 1 – granitoidy masywu Karkonoszy; 2 – metamorfik kaczawski; 3 – gnejsy, granitognejsy i granitoidy izerskie; 4 – łupki mikowe i paragnejsy lokalnie zmienione w hornfelsy; 5 – uskoki; 6 – strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego; 7 – obszar szczegółowych badań; 8 – granica państwa; 9 – jednostki tektoniczne metamorfiku izerskiego (wg Oberca 1967, 1970): I – pasmo łupkowe Szklarskiej Poręby, II – jednostka Świeradów-Zdroju, III – pasmo łupkowe Starej Kamienicy, IV – jednostka Leśnej, V – pasmo łupkowe Mirska

Geological sketch of the central part of the Karkonosze-Izera Block indicating the study area. 1 – granitoids of the Karkonosze massif; 2 – Kaczawskie Góry metamorphic unit; 3 – Izera gneisses, granitogneisses and granitoids; 4 – mica schists and paragneisses local transformed into hornfelses; 5 – faults; 6 – fault zone of Rozdroża Izerskie; 7 – study area; 8 – state boundary; 9 – subdivision of the Izera metamorphic unit (according to Oberca 1967, 1970): I – Szklarska Poręba Schist Belt, II – Świeradów-Zdrój unit, III – Stara Kamienica Schist Belt, IV – Leśna unit, V – Mirsk Schist Belt

Teren badań położony jest w Górach Izerskich (Sudety Zachodnie) i obejmuje wschodnią część Grzbietu Wysokiego (fig. 1). Strefa kontaktowa masywu Karkonoszy z metamorfikiem izerskim przebiega na południowym stoku Grzbietu Wysokiego w przybliżeniu równoległe do jego linii grzbietowej. Badania prowadzono po obu stronach kontaktu obejmując nimi apłity i pegmatyty, występujące w obrębie odsłoneń skalnych pasma łupkowego Szklarskiej Poręby (na odcinku od Izerskich Garbów po wieś Górzyniec), jak również żyły występujące wśród granitoidów budujących dolinę rzeki Kamiennej (fig. 2). Obszar badań charakteryzuje się występowaniem stosunkowo dużej liczby naturalnych odsłoneń, co w znacznej mierze ułatwiło prowadzenie szczegółowych obserwacji terenowych.

Pasma łupkowe Szklarskiej Poręby (będące jednym z elementów metamorfiku izerskiego) zbudowane jest głównie z hornfelsów kordierytowo-andaluzytowych i andaluzytowo-kordierytowych (Borkowska 1966), powstałych w wyniku kontaktowego przeobrażenia proterozoicznych łupków łuszczycowych pod wpływem wtargnięcia w nie waryscyjskiej intruzji masywu Karkonoszy. W obrębie hornfelsów podrzędnie występują gnejsy drobnooczkowo-słojowe i wkładki amfibolitów (fig. 3). Od północy pasmo łupkowe Szklarskiej Poręby graniczy z jednostką Świeradów-Zdroju, zbudowaną głównie z różnych odmian gnejsów i granitoidów izerskich, na północnym zachodzie natomiast ścinane jest ono przez strefę dyslokacyjną Rozdroża Izerskiego. Południowa granica tego pasma z granitami masywu Karko-

noszy ma charakter typowo intruzyjny (m.in. Oberc 1965; Żaba 1979) i przebiega w przybliżeniu zgodnie z biegiem foliacji hornfelsów, zapadających tu stromo w kierunku północnym lub południowym.

Masyw Karkonoszy zbudowany jest głównie z granitów typu monzonitowego (Borkowska 1959), tworzących trzy główne odmiany petrograficzne: granity centralne, grzbietowe i granofirowe (Borkowska 1966). Intruzja granitów miała miejsce w fazie asturyjskiej (Petrascheck 1938; Oberc 1961), a wiek ich konsolidacji określony jest na około 300 mln lat (Przewłocki *et al.* 1962; Šmejkal 1964; Borucki 1966; Depciuch, Lis 1971). Granitoidy te mają charakter palingenetyczny (Borkowska 1966). Strop plutonu zapada płasko na północ pod utwory pasma łupkowego Szklarskiej Poręby (Oberc 1965; Żaba 1979). Również Klominsky (1969), mimo dość odrębnego stanowiska w sprawie dróg, którymi intrudował granit, przyjmuje jego występowanie pod częścią meta-

morfiku izerskiego. Masyw Karkonoszy zaliczany jest do późnokinematycznych plutonów strefy mezo (Mierzejewski 1966, 1967, 1973).

Granity występujące w południowej części obszaru badań reprezentowane są przede wszystkim przez odmiany porfirowate (granity centralne). W pobliżu kontaktu w obrębie strefy endo-kontaktowej intruzji stwierdzone zostały również granity leukokratyczne, pegmatytoidalne i granity aploidalne (Żaba 1979). Utwory te pojawiają się często w postaci izolowanych wystąpień w obrębie hornfelsów pasma łupkowego Szklarskiej Poręby.

Z intruzją masywu Karkonoszy genetycznie związane są liczne żyły aplitów i pegmatytów, przecinające zarówno masyw granitoidowy, jak i jego metamorficzną osłonę. W obrębie hornfelsów towarzyszą im niekiedy żyły kwarcowe. Występują też niewielkie żyły lamprofirów, które określa się jako młodsze od aplitów i pegmatytów (Teisseyre *et al.* 1957; Borkowska 1966; Żaba 1979).

## HISTORIA BADAŃ UTWORÓW ŻYŁOWYCH BLOKU KARKONOSKO-IZERSKIEGO ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM ŻYŁ APLITOWYCH I PEGMATYTOWYCH

Blok karkonosko-izerski był przedmiotem wielu prac geologicznych, a także petrograficznych i mineralogicznych, prowadzonych już w drugiej połowie XIX wieku. Przed II wojną światową był jednym z najlepiej poznanych masywów środkowej Europy, a wchodząca w jego skład intruzja karkonoska była szeroko znana dzięki fundamentalnym dziełom Cloosa (m. in. 1922a, b, 1923, 1925), dotyczącym tektoniki plutonów.

Pierwszymi opracowaniami poświęconymi wyłącznie skałom żyłowym były prace Websky'ego (1865) i Klockmanna (1882), przytaczające opisy minerałów występujących w żyłach pegmatytowych okolic Szklarskiej Poręby. Do jednych z pierwszych należy też artykuł Junga (1885) przedstawiający wyniki badań porfirów granitowych (mikrogranitów) występujących w Bierutowicach. Na przełomie XIX i XX wieku Milch (1897, 1904) sporządził krótkie opisy utworów żyłowych przecinających masyw Karkonoszy, a wśród nich aplitów okolic Janowic Wielkich. Autor ten podkreślił, iż aplity mają najczęściej wyraźne granice, rzadziej oddzielone są od masy granitowej nieostro.

Więcej miejsca omawianym utworom poświę-

cił Berg (1922, 1923, 1926, 1941). Aplity określił on jako bezłyszczkowe lub bardzo ubogie w łyszczki skały skaleniowo-kwarcowe. Występują one – według tego autora – w postaci szlirów lub żył o różnej miąższości, rozprzestrzenieniu i przestrzennej orientacji. Najczęściej jednak wykazują przebiegi równoległe do żył porfirów granitowych (mikrogranitów). W ujęciu Cloosa (1925) aplity wykorzystują najczęściej spękania poprzeczne (Q), które stanowiły najdogodniejsze drogi penetracji resztkowej magmy. Sporadycznie żyły aplitowe związane mogą być też ze spękaniem podłużnymi (S), płaskimi (L), diagonalnymi bądź z tzw. płaskimi szczelinami bocznymi zapadającymi pod kątem 20–45° w kierunku wnętrza plutonu. Obserwacje te potwierdzone zostały przez Oberca (1965, 1970), który stwierdził, że skały żyłowe wypełniają często spękania SW–NE (dysjunkcje Q wg Cloosa 1925), rzadko natomiast nawiązują do spękań SE–NW (spękania S wg Cloosa 1925). Berg (1941) zwrócił również uwagę, że wewnątrz miąższych żył i szlirów aplitowych mogą też występować rozległe strefy pegmatytowe.

Podobne poglądy na temat skał żyłowych

tego obszaru prezentował Zimmermann (1937). W opisach mikroskopowych pegmatytów autor ten zwrócił uwagę na dużych rozmiarów ziarna ortoklazu i dymnego kwarcu. Zimmermann (1937) oraz Berg (1926, 1941) podkreślali, iż utwory aplitowe i występujące w ich obrębie strefy pegmatytowe są starsze od często spotykanych i nieco mniej kwaśnych skał żyłowych określanych jako porfiry granitowe (mikrogranity), sjenity żyłowe i lamprofiry. Późniejsze badania Nowakowskiego (1956) wykazały, że wiele przedstawionych oznaczeń skał żyłowych obarczonych jest poważnymi błędami. W obrębie północnej osłony masywu Karkonoszy Zimmermann (1937) opisał ponadto żyły aplitowe genetycznie związane z granitami izerskimi.

Wschodnie utworów żyłowych, ciągnące się niekiedy na przestrzeni wielu kilometrów, zostały przedstawione na wielu szczegółowych mapach geologicznych obejmujących obszar bloku karkonosko-izerskiego (m. in. Berg 1922, 1941; Zimmermann 1937). Żyły te bardzo często kartowane były jedynie na podstawie bloczków znajdujących w zwietrzelinie.

W pierwszej powojennej monografii dotyczącej geologii Sudetów (Teisseyre *et al.* 1957) skały żyłowe bloku karkonosko-izerskiego podzielono – podobnie jak uczynili to badacze niemieccy – na: starsze (aplity z lokalnymi partiami pegmatytowymi) i młodsze (mniej kwaśne i bogatsze w minerały ciemne). Spośród utworów starszych wydzielono cztery generacje aplitów różniących się wiekowo i genetycznie:

- pierwsza generacja (najstarsza) – aplity szlirowato przewarstwiałe się z granitoidami, niemal równoczesne z konsolidacją głównej masy intruzji;

- druga generacja – aplity tworzące pnie i gniazda powiązane przejściami z równoziarnistą odmianą granitoidów karkonoskich, są one według cytowanych autorów nieco opóźnionymi w konsolidacji lokalnymi segregacjami wzbogaconymi w składniki lotne;

- trzecia generacja – aplity ze strefami pegmatytowymi, występujące w postaci zawieszonych i odciętych żył powstałych w etapie pomagmowym;

- czwarta generacja (najmłodsza) – drobnoziarniste lub afanitowe aplity występujące w postaci cienkich, prostych żył ostro odgraniczających się od otaczającego granitu.

Autorzy cytowanej pracy zwrócili uwagę na fakt, iż na terenie masywu Karkonoszy nie występują samodzielne żyły pegmatytowe.

W 1960 roku (a, b) Gajda przedstawiła wyniki szczegółowych badań petrograficznych, mineralogicznych i geochemicznych pegmatytów z okolic Szklarskiej Poręby. Autorka ta wykazała, że w skład pegmatytów – poza pierwiastkami charakterystycznymi dla magm granitowych – wchodzi też pewne ilości pierwiastków, które dostały się tu z jakichś hipotetycznych skał starszych. Fakt ten miałby potwierdzać tezy Cloosa (1922b, 1925) i Schwinnera (1928), że masyw Karkonoszy nie jest pozbawionym dna batolitem, lecz płaską intruzją, w której spągu występują starsze skały magmowe.

Opisy żył aplitowych i pegmatytowych, występujących na północnym kontakcie granitoidów karkonoskich, zamieściła też Borkowska (1966). Przeważające na tym terenie żyły aplitowe zalegają najczęściej stromo, a ich bieg waha się od NW–SE do NE–SW. Według tej autorki dużo rzadsze żyły horyzontalne w brzeżnych partiach często wykazują wąskie strefy pegmatytowe. Niekiedy reprezentowane są jedynie przez pegmatyty, szczególnie żyły grubsze.

J. Szałamacha (1972) w objaśnieniach do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów (arkusz Piechowice) wspominał o występowaniu grubych żył aplitowych o miąższości do 15 m i przebiegu E–W oraz cieńszych, które wykazują bardzo różnorodną orientację przestrzenną. Ponieważ w dużej części tych utworów występują skalenie potasowe wykazujące przerosty granofirowe kwarcu, cytowany autor wiele z nich zaliczył do mikropegmatytów.

Orientacja przestrzenna skał żyłowych występujących w obrębie granitoidu karkonoskiego analizowana była przez Mierzejewskiego (1966, 1973, 1985). Autor ten po raz pierwszy zasygnalizował obecność zafałdowanych żył aplitowych, które między innymi pomogły mu w rekonstrukcji kierunków intrudowania magmy. Wyróżnił on fałdy dwóch generacji, które powstały prawdopodobnie w etapie pośrednim między fazą płynięcia magmy a całkowitą jej konsolidacją. Młodsze żyły aplitowe nie wykazują znamion deformacji ciągłych i wypełniają spękania kontrakcyjne powstałe w wyniku kurczenia się granitoidowej masy (Mierzejewski 1985). Z kolei najmłodsze utwory tego typu związane są z systemem spękań regionalnych (Mierzejewski 1977, 1985).

Przebiegiem orientacją utworów żyłowych występujących na północnym kontakcie masywu Karkonoszy w okolicach Szklarskiej Poręby zajmował się Żaba (1979, 1984). Utwory te generalnie podzielone zostały na dwie duże grupy: żyły

starsze i młodsze. Pierwsze z nich należą do struktur synintruzywnych. Występują one tylko w skałach osłony, biorąc początek w strefie kontaktowej hornfelsów z granitoidami, i nie mają przedłużenia w głąb intruzji. Młodsze skały żyłowe zaliczono do struktur postintruzywnych. Występują one zarówno w granitoidach, jak i w skałach osłony.

W ostatnich latach ukazało się kilka nowych

prac poświęconych petrografii i mineralogii utworów żyłowych masywu karkonoskiego (Kozłowski 1978; Karwowski *et al.* 1983; Madalińska 1983; Nowakowski, Kozłowski 1983; Włodyka *et al.* 1983; Puziewicz 1984). Poza opisami pegmatytów i aplitów oraz występujących w nich minerałów w pracach tych dokonano prób ustalenia genezy, jak również odtworzenia warunków powstawania i etapów formowania się tych skał.

## GENERACJE UTWORÓW ŻYŁOWYCH

Szczegółowe badania prowadzone w północnej strefie kontaktowej masywu karkonoskiego pozwoliły na wydzielenie czterech generacji utworów żyłowych związanych genetycznie z intruzją waryscyjskich granitoidów. Obserwacje prowadzono po obu stronach kontaktu. Badaniami objęto dziewięć grup odsłoneń skalnych znajdujących się na grani oraz stokach Wysokiego Grzbietu na odcinku od góry Zwalisko na zacho-

dzie po Mniszy Las na wschodzie oraz trzy kamieniołomy granitu usytuowane w dolinie rzeki Kamiennej (fig. 2 i 3).

W celu wydzielenia generacji utworów żyłowych szczegółowo zbadano ich pozycję strukturalną, jak również pozycję wszystkich zespołów spękań występujących na badanym terenie. Na podstawie wzajemnego przecinania się tych ostatnich, a w szczególności zrzucania jednych przez drugie, starano się określić względne następstwo czasowe powstawania poszczególnych zespołów spękań. Dokonano porównania orientacji żył i spękań występujących w obrębie skał pasma łupkowego Szklarskiej Poręby oraz w młodszych od nich granitoidach karkonoskich. Szczegółowo zbadano współzależności zachodzące między spękaniami a utworami żyłowymi. Przy określaniu następstwa utworów żyłowych szczególną uwagę zwrócono na wzajemne relacje między nimi – przecinanie się, krzyżowanie, rozgałęzianie itp., jak też na ich stosunek do spękań (wykorzystywanie określonych zespołów spękań przez utwory żyłowe; przecinanie starszych spękań przez młodsze od nich żyły; przecinanie żył przez młodsze od nich spękania; wykorzystanie przez utwory żyłowe spękań, wzdłuż których nastąpiły przemieszczenia mas skalnych; zrzucanie żył przez określone zespoły spękań itp.). Terminy: spękanie, cios, nieciągłość, dysjunkcja, zostały w niniejszej pracy użyte zamiennie.

Dla uzupełnienia tych obserwacji sporządzono diagramy konturowe spękań ze wszystkich badanych grup odsłoneń traktowanych jako domeny. Nałożono na nie diagramy punktowe określające przestrzenną orientację stwierdzonych żył (fig. 3). Nie korzystano z diagramów zbiorczych obejmujących większy obszar, które mogłyby w efekcie dawać obraz interferencyjny, powstały z nakładania się na siebie wielu zespołów spękań występujących w różnych punktach tere-

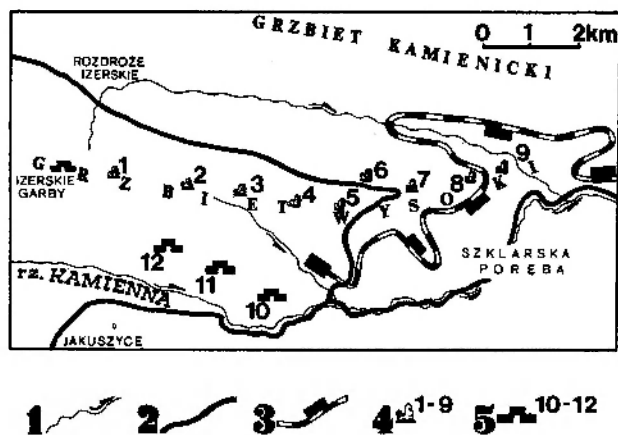


Fig. 2. Szkic sytuacyjny terenu badań z rozmieszczeniem odsłoneń. 1 – rzeki; 2 – ważniejsze drogi; 3 – linie kolejowe, stacje; 4 – grupy skałek (1 – góra Zwalisko, 2 – Zawalidroga, 3 – Wysoki Kamień, 4 – Kozie Skały, 5 – Czarna Góra, 6 – północno-wschodni stok Czarnej Góry, 7 – rejon Zakrętu Śmierci, 8 – Zbójeckie Skały, 9 – Mniszy Las); 5 – kamieniołomy (10 – kamieniołom granitu w Szklarskiej Porębie-Hucie, 11 – kamieniołom granitu w zboczu góry Ściernisko, 12 – kamieniołom granitu nad Czerwonym Potokiem)

Situational sketch of the study area indicating the rock exposures. 1 – rivers; 2 – main roads; 3 – railway lines, railway stations; 4 – rock groups and outliers (1 – Mt Zwalisko, 2 – Zawalidroga, 3 – Mt Wysoki Kamień, 4 – Kozie Skały, 5 – Mt Czarna Góra, 6 – NE slope of Mt Czarna Góra, 7 – Zakręt Śmierci region, 8 – Zbójeckie Skały, 9 – Mniszy Las); 5 – quarries (10 – granite quarry in Szklarska Poręba-Huta, 11 – granite quarry on slope of the Mt Ściernisko, 12 – granite quarry on the Czerwony Potok)

nu (Teisseyre 1971). Terminy: spękania regionalne i lokalne, przyjęto w znaczeniu podanym w pracach Mierzejewskiego (1973, 1977). Pierwszy z nich został użyty przez autorów do określenia dwu zespołów niemal pionowo zorientowanych spękań o przebiegu NW–SE lub NNW–SSE i NE–SW, penetratywnych zarówno w stosunku do granitoidowego masywu, jak i skał jego północnej osłony. Na diagramach konturowych (fig. 3) system ciosu regionalnego reprezentowany jest przez maksima I i II (ewentualnie maksima I, IIa i IIb). Wszystkie inne nieciągłości w odróżnieniu od wyżej omówionych określone zostały jako spękania lokalne. Przy ustalaniu ich następstwa stosowano zasadę superpozycji mezostrukturalnej, według której młodsze z nich zaburzają orientację, zrzucają, przesuwają bądź przecinają różne elementy form starszych. Pomiary planarne podane w tekście pracy oraz na rysunkach i diagramach zaprezentowane zostały w wersji dwuczłonowej.

Przeprowadzone obserwacje uzupełniono krótkimi opisami samych skał żyłowych. Starano się określić pewne cechy strukturalno-teksturalne oraz skład mineralny charakterystyczny dla poszczególnych generacji żył. Jak się wydaje, kryteria te – z powodu znacznego zróżnicowania tych utworów nawet w ramach poszczególnych ich

generacji – nie mają większego znaczenia. Podobnie mylące okazało się kryterium orientacji poszczególnych utworów żyłowych, ponieważ żyły różnych generacji bardzo często wykazują identyczną pozycję przestrzenną. Pewne prawidłowości w tym względzie zauważalne są dopiero w skali bardziej generalnej, obejmującej całe generacje utworów żyłowych.

#### GENERACJA I

Do generacji tej zaliczono żyły oraz apofizy granitoidów występujące tylko w skałach osłony i biorące swój początek w strefie kontaktowej masywu Karkonoszy z hornfelsami. Nie mają one przedłużenia w głąb intruzji. Można je uważać za utwory synintruzywne (Żaba 1979). Apofizy oraz żyły granitoidów Karkonoszy pojawiają się często w skałach hornfelsowych pasma Szklarskiej Poręby. Szczególnie bogata w nie (fig. 4) jest wschodnia część pasma (Cloos 1925; Oberc 1965; Żaba 1979, 1984). Większość apofiz ma niewielkie rozmiary, lecz część z nich odznacza się znaczną miąższością (dziesiątki metrów) i rozciągłością (setki metrów). W obrazie intersekcyjnym układają się one najczęściej zgodnie z biegiem powierzchni foliacji w hornfelsach (fig. 3). Dużych rozmiarów apofizy (fig. 4) zostały też stwierdzone

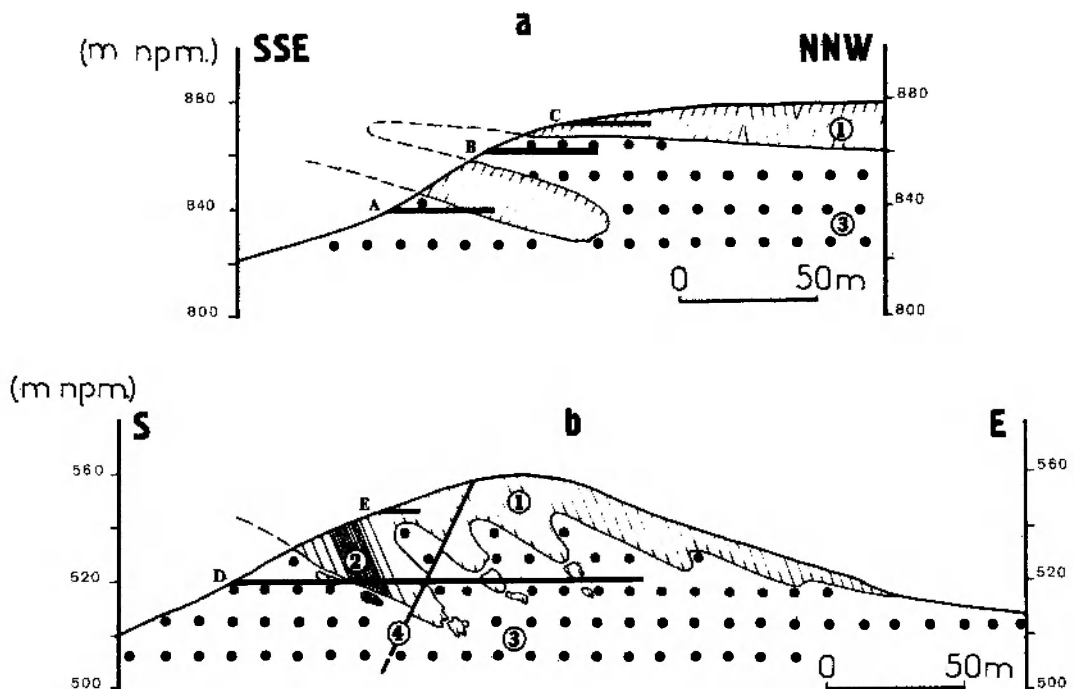


Fig. 4. Przekroje geologiczne przez wschodnią część pasma łupkowego Szklarskiej Poręby, a – okolice Zakrętu Śmierci, b – Mniszy Las (wg Żaby 1979). 1 – hornfelsy; 2 – amfibolity; 3 – granitoidy karkonoskie; 4 – uskoki; A–E – sztolnie

Geological cross-sections through eastern part of the Szklarska Poręba Schist Belt, a – Zakręt Śmierci region, b – Mniszy Las region (according to Żaba 1979). 1 – hornfelses; 2 – amphibolites; 3 – Karkonosze granitoids; 4 – faults; A–E – adits

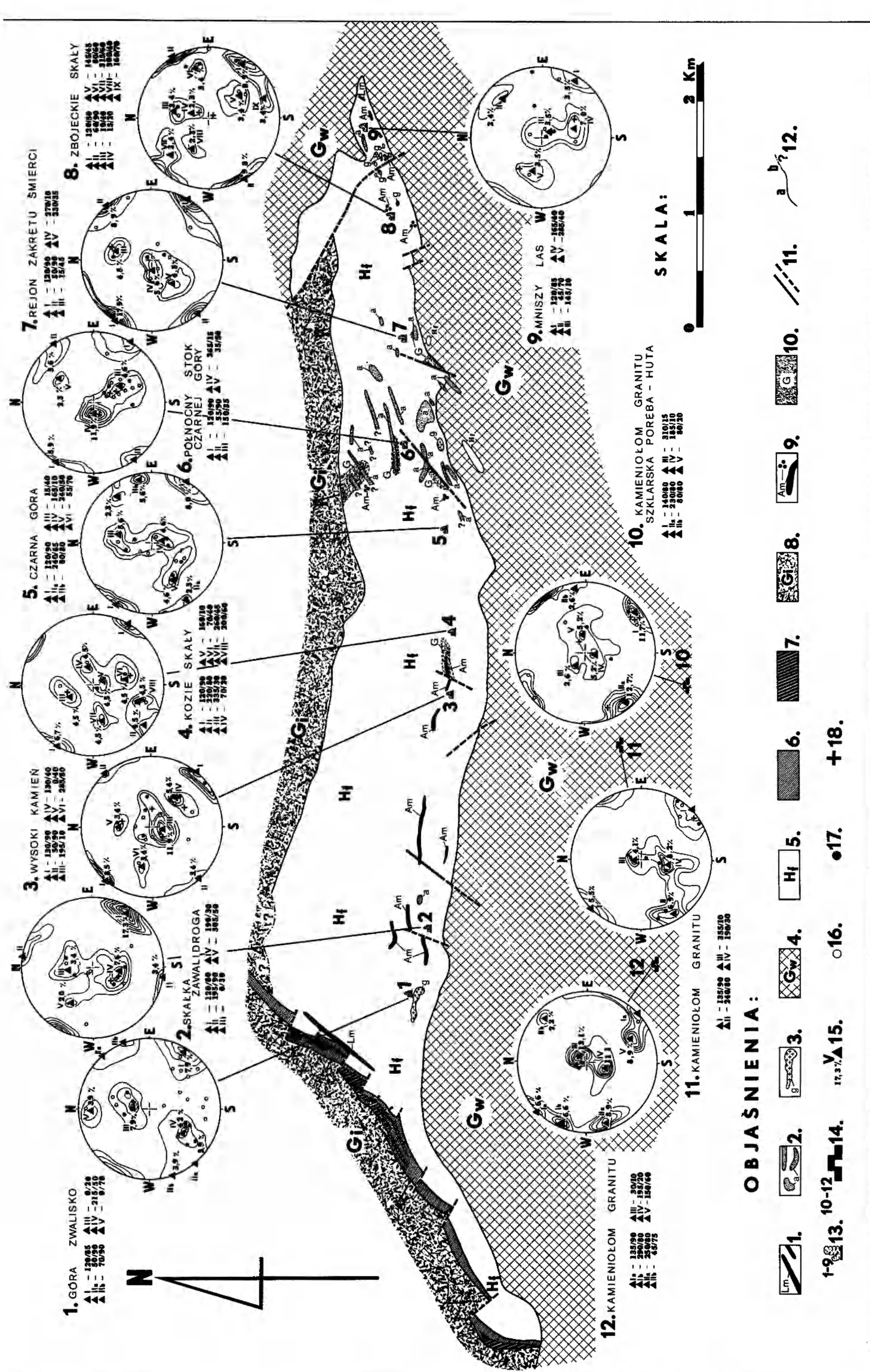


Fig. 3. Szkic geologiczny pasma łupkowego Szklarskiej Poręby z elementami anlizy strukturalnej. Diagramy przedstawiają orientację przetrzeźną spękań i utworów żyłowych (litolgia wg. Berg, 1911; J. Szalamacha, M. Szalamacha, 1971; J. Szalamacha 1972; Żaba 1973, 1979; B. Kowalski 1983; Kuzak 1983 oraz badań własnych autorów). Szkic geologiczny: 1 - lamprofir; 2 - mikrogranit i aplity; 3 - apofizy granitoidów; 4 - granitoidy masywu Karłowoszy; 5 - hornfelsy; 6 - granitoidy masywu Karłowoszy; 7 - kwarc żyłowy; 8 - granitoidy i granitoidy izerski (poza pasmem łupkowym Szklarskiej Poręby); 9 - amfibolity; 10 - gnejsy izerskie pasma łupkowego Szklarskiej Poręby; 11 - ważniejsze uskoki; 12 - granice geologiczne (a - pewne, b - przypuszczalne); 13 - grupy skałek; 14 - kamiennolomy granitu Diagramy orientacji przetrzeźnej spękań i utworów żyłowych (projekcja równopolewnościowa Schmidta, półkula górna, 150-300 pomiarów konturów: 0, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14°); 15 - największą koncentrację kierunków powierzeni spękań (podany numer maksymalnej wartości zagęszczenia pomiarów, i orientacja przetrzeźna żył aplitowych i pegmatytowych o miąższości poniżej 10 cm; 17 - orientacja przetrzeźna żył aplitowych o miąższości powyżej 30 cm)

Geological sketch of the Szklarska Poręba Schist Belt with elements of the structural analysis. Diagrams show spatial orientation of joints and dyke rocks (lithology according to Berg, 1911; J. Szalamacha, M. Szalamacha 1971; J. Szalamacha 1972; Żaba 1973, 1979; B. Kowalski 1983; Kuzak 1983 and present authors). Geological sketch: 1 - lamprophyres; 2 - microgranites and aplites; 3 - granitoid dykes of the Karłowoszy massif; 5 - hornfelses; 6 - granitoid dykes of the Karłowoszy massif; 7 - vein quartz; 8 - Izera gneisses and granitoid dykes (beyond of the Szklarska Poręba Schist Belt); 9 - amphibolites; 10 - main faults; 12 - geological borders (a - certain, b - pre-uncertain); 13 - rock groups and outliers; 14 - granite quarries. Spatial orientation of joints and dyke rocks (Schmidt's isosurficial projection, upper hemisphere, 150-300 readings, contours: 0, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14°); 15 - concentration maxima of poles of joint planes (serial number of maxima and proportional concentration value of readings were given orientation of maxima was given, in *dimercus verio*); 16 - spatial orientation of aplite and pegmatite dikes with thickness of 10-30 cm; 17 - spatial orientation of aplite and pegmatite dikes with thickness over 30 cm

w wielu sztolniach poszukiwawczych usytuowanych w obrębie granitoidów i hornfelsów w okolicach Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Żaba 1979, 1984; Kanasiewicz 1984).

Przykładem typowej apofizy jest „żyła granitowa” miąższości do 50 cm i długości około 9 m znajdująca się w obrębie skałki hornfelsowej występującej w centralnej części góry Zwalisko (fig. 5). Kontakt granitu z otaczającą skałą jest ostry i łatwy do prześledzenia. Apofiza zalega w przybliżeniu pionowo (bieg W-E). W górnej części od-

ślonięcia lokalnie zmienia orientację i na przestrzeni około 2,5 m zalega połogo zapadając na północ. Jej pozycja w górnym odcinku nawiązuje do zespołu spękań lokalnych (fig. 3.1, max. III). Orientacja przestrzenna dysjunkcji lokalnych (fig. 3.1, max. III i IV) jest taka sama, jak spękań występujących wewnątrz apofizy. Wydaje się, iż już po częściowym wpasowaniu się apofizy w zespół lokalnych dysjunkcji spękania te uległy – w wyniku dalszego naporu intruzji – odnowieniu, zaznaczając się też (bez zmian orientacji) wewnątrz skonsolidowanych skał granitoidowych budujących apofizę. Przykład podobnego zjawiska znaleźć można w pracy Balka (1937), opisującego utwory żyłowe z wewnętrznymi nieciągłościami nawiązującymi swą orientacją (równoległymi) do powierzchni kontaktu żył ze skałami otaczającymi. Apofiza zbudowana jest z pegmatyoidalnego granitoidu złożonego głównie ze skaleni i

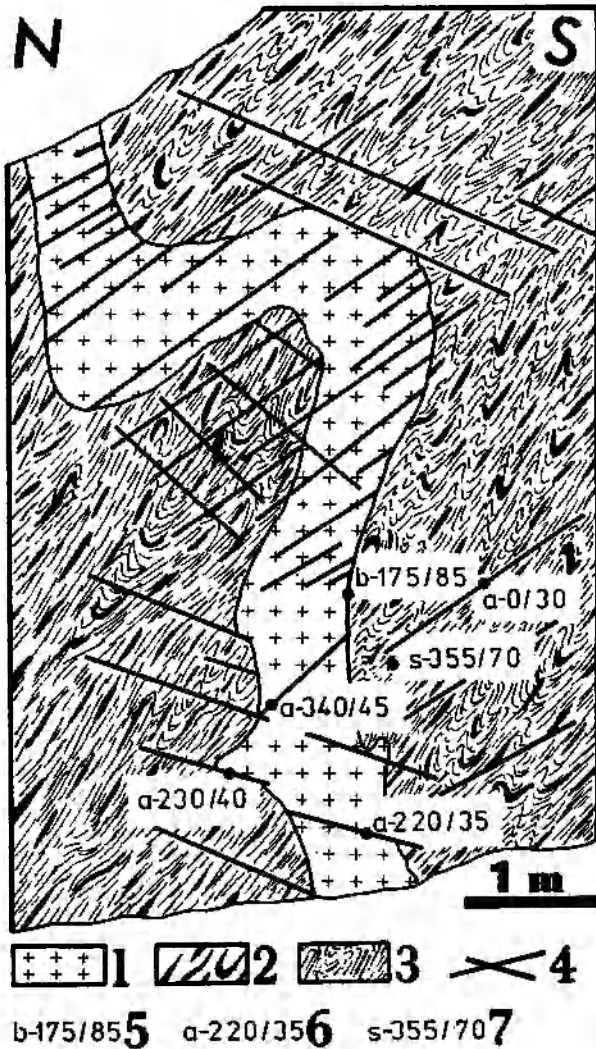


Fig. 5. Góra Zwalisko. Apofiza granitoidowa wewnątrz hornfelsów. 1 – granitoidy; 2 – pokładowe żyłki sekrecyjnego kwarcu w hornfelsach; 3 – hornfelsy; 4 – powierzchnie ważniejszych spękań; 5 – orientacja powierzchni kontaktu granitoidów z hornfelsami; 6 – orientacja spękań; 7 – orientacja foliacji w hornfelsach

Mt Zwalisko. Granitoid apophyse within hornfels. 1 – granitoids; 2 – horizontal veinlets of secretional quartz in hornfels; 3 – hornfels; 4 – major joint planes; 5 – orientation of the granitoid-hornfels contact surface; 6 – orientation of joints; 7 – orientation of foliation in hornfels

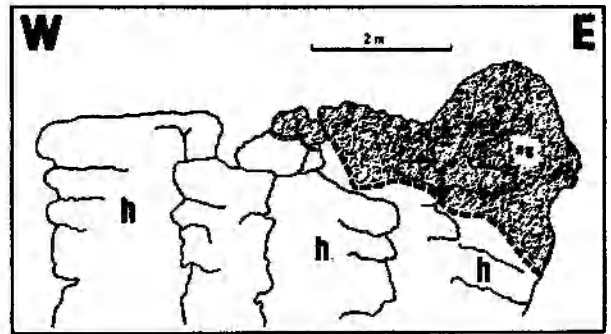


Fig. 6. Kozie Skały. Kontakt aplogranitów z hornfelsami. ag – aplogranity; h – hornfelsy  
Kozie Skały. Hornfels at contact with aplogranites. ag – aplogranites; h – hornfels

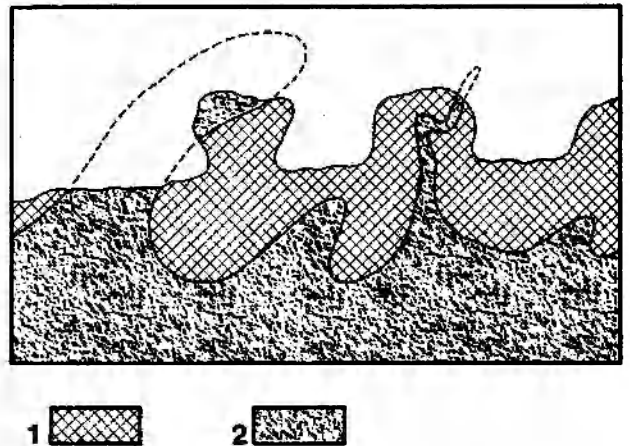


Fig. 7. Szkic przedstawiający pozycję strukturalną apofiz granitoidowych w obrębie hornfelsów pasma łupkowej Szklarskiej Poręby. 1 – hornfelsy; 2 – granitoidy  
Sketch showing structural position of the granitoid apophyses within hornfels of the Szklarska Poręba Schist Belt. 1 – hornfels; 2 – granitoids



kwarcu oraz podrzędnie z biotytem. Skala ta w trakcie wietrzenia rozpada się na bloczki o zaokrąglonych narożach. Podobne cechy budowy wykazuje też apofiza odsłaniająca się w obrębie izolowanej skałki hornfelsowej w rejonie Zakrętu Śmierci. Jej miąższość nie przekracza 30 cm.

Wydaje się, że fragmentem większej apofizy są wystąpienia drobnoziarnistych granitów budujących szczytowe partie Kozich Skał (fig. 6 i 7). Zazębiają się one z hornfelsami płytkami „zatokami”, a ich kontakt jest ostry. Aplogranity zbudowane są tu głównie ze skaleni potasowych (lokalnie granofirowo poprzerastanych kwarcem), kwarcu i podrzędnie plagioklazów (oligoklaz), w niewielkich ilościach występuje w nich też muskowi i biotyt.

Fragment apofizy o niewielkiej miąższości zaznacza się ponadto w jednym z luźnych głazów, leżącym u podnóża hornfelsowych skałek budujących szczytową partię góry Zwalisko (fig. 8). Zarówno apofiza, zbudowana z drobnoziarnistego granitu, jak i otaczające ją hornfelsy przecięte są cienką i wyraźnie od nich późniejszą żyłą aplitową o grubości około 10 cm.

Niewielka część granitoidów odsłaniających się w dolnych partiach niektórych skałek hornfel-

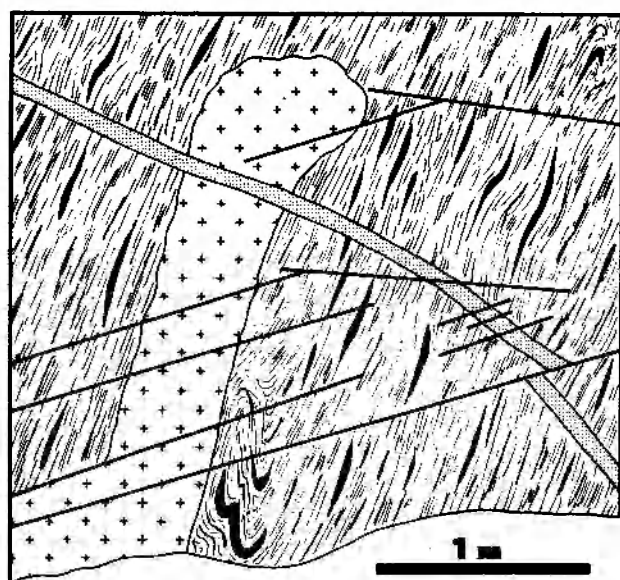


Fig. 8. Góra Zwalisko. Drobna apofiza granitoidowa wewnątrz hornfelsów. 1 – apłity; 2 – granitoidy; 3 – pokładowe żyłki sekrecyjnego kwarcu w hornfelsach; 4 – hornfelsy; 5 – powierzchnie spekań

Mt Zwalisko. Small granitoid apophyse within hornfels. 1 – aprites; 2 – granitoids; 3 – horizontal veinlets of secretional quartz in hornfels; 4 – hornfels; 5 – joint planes

sowych może prawdopodobnie stanowić stropowe, wyżej wysklepione partie samej intruzji (fig. 9 i 10). Jednoznaczne określenie ich pozycji strukturalnej przy obecnym stopniu rozpoznania terenu jest niekiedy trudne lub wręcz niemożliwe. Fragment elewacji stropu plutonu Karkonoszy odsłania się prawdopodobnie w obrębie Zbójcekich Skał. Zalegające tam w spągu hornfelsowych skałek granitoidy charakteryzują się wyjątkowo dużą pionową zmiennością struktur i tekstur oraz w nieco mniejszym stopniu zróżnicowaniem składu mineralnego (Borkowska 1966; Żaba 1979, 1984). Podobną zmiennością odznaczają się też gra-

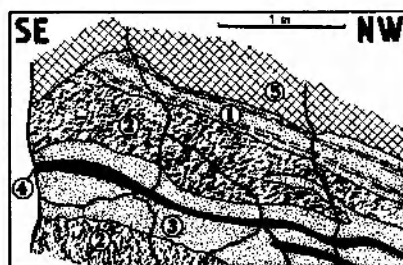


Fig. 9. Mniszy Las. Kontakt granitoidów z hornfelsami. 1 – granit pegmatytowy ze smugami biotytowymi; 2 – aplogranit; 3 – granit pegmatytowy; 4 – szliry aplitowe; 5 – hornfelsy

Mniszy Las. Contact of the granitoids with hornfels. 1 – pegmatitic granite with biotite streaks; 2 – aplogranite; 3 – pegmatitic granite; 4 – aplite schlieren; 5 – hornfels

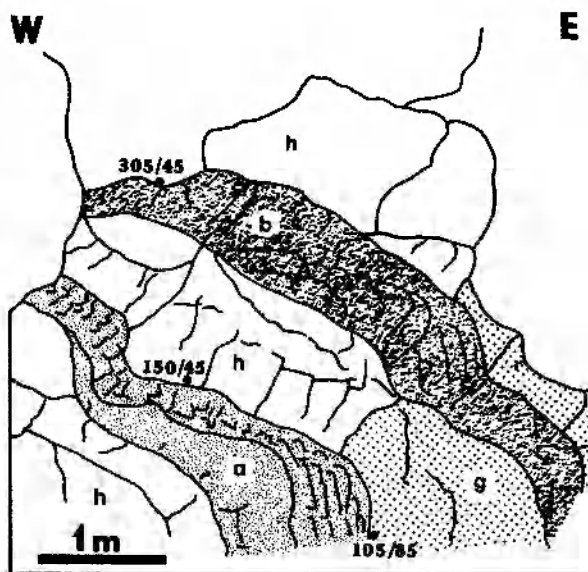


Fig. 10. Mniszy Las. Utwory żyłowe trzeciej generacji na kontakcie granitoidów z hornfelsami (wg Żaby 1984). a – apłit ze strefami pegmatytowymi; b – pegmatyt; g – granitoidy; h – hornfelsy; 305/45 – orientacja utworów żyłowych Mniszy Las. Vein rocks of the third generation at contact of the granitoids with hornfels (according to Żaba 1984). a – aplite with pegmatitic zones; b – pegmatite; g – granitoids; h – hornfels; 305/45 – orientation of vein rocks

nitoidy odsłaniające się fragmentarycznie wśród hornfelsów w Mniejszym Lesie (fig. 9). Występują w nich jasnoróżowawe, afanitowe szliry aplitowe charakteryzujące się nieostrymi granicami oraz miąższością nie przekraczającą 5 cm. Szliry te, zorientowane równoległe do powierzchni kontaktu, w pewnych miejscach są porozrywane lub nieco zafałdowane. Duża zmienność strukturalno-teksturalna granitoidów, budujących część apofiz oraz przystropowe partie, tłumaczona jest przez Kanasiewicza (1984) w tym rejonie lokalną metasomatozą, zachodzącą w obrębie niektórych elewacji stropu plutonu, które spełniały tu rolę pułapek bardziej lotnych składników.

### GENERACJA II

Do drugiej generacji zaliczono wyłącznie utwory pegmatytowe spotykane sporadycznie w hornfelsach pasma łupkowego Szklarskiej Poręby. Stwierdzone zostały tylko dwie żyły tego typu: w obrębie skałek znajdujących się w pobliżu Zawalidrogi (fig. 11) oraz na północno-wschodnim stoku Czarnej Góry.

Miąższość żył pegmatytów tej generacji waha się od 10 do 35 cm. Omawiane utwory zalegają niezgodnie w obrębie hornfelsów wykorzystując niemal wyłącznie zespoły połączonych spękań lokalnych. Orientacja przestrzenna pegmatytu, występującego w środkowej części ściany zbudowanej z hornfelsów znajdującej się na północno-wschodnim zboczu Czarnej Góry, nawiązuje do przebiegu lokalnych spękań ciosowych (fig. 3.6, max. IV). Również zgodnie z lokalnymi spękaniami (fig. 3.2, max. III) zorientowana jest żyła pegmatytowa odsłaniająca się w rejonie Zawalidrogi (fig. 11). Gruboziarnisty pegmatyt przecinany jest tu przez żyłę aplitową zaliczoną przez autorów do trzeciej generacji. Żyła ta wychodzi z bardziej miąższego, połoego zalegającego ciała aplitowo-pegmatytowego, znajdującego się w spągowej partii skałki. Należy dodać, że żyła aplitowa wypełniła spękanie, wzdłuż którego pegmatyt II generacji uległ przemieszczeniu o około 6 cm. Przesunięcie mas skalnych nastąpiło tu już po powstaniu tego pegmatytu, lecz jeszcze przed wtargnięciem w spękanie żyły aplitowej (generacja III).

Zjawisko zrzucania jednych zespołów spękań lokalnych przez drugie obserwowane jest na badanym terenie stosunkowo często. Można przypuszczać, iż przemieszczenia wzdłuż wcześniej istniejących zespołów ciosu mogły być wywołane skierowanymi do góry naciskami intrudującego plutonu.

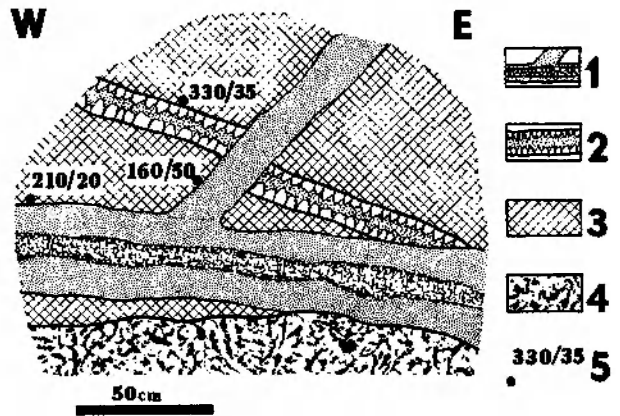


Fig. 11. Zawalidroga. Żyły aplitowe ze strefami pegmatytowymi (generacja III) przecinają pegmatyt (generacja II). 1 – aplity ze strefami pegmatytowymi (generacja III); 2 – pegmatyt (generacja II); 3 – hornfelsy; 4 – gruz skalny; 5 – orientacja żył

Zawalidroga. Aplite dikes with pegmatitic zones (third generation) cut the pegmatite vein (second generation). 1 – aplites with pegmatitic zones (third generation); 2 – pegmatite (second generation); 3 – hornfelses; 4 – weatherings; 5 – orientation of veins

Omawiany pegmatyt (generacja II), przecinający hornfelsową skałkę Zawalidrogi, zbudowany jest przeważnie z dużych, wydłużonych ziarn kwarcu zorientowanych prostopadle do powierzchni kontaktu z hornfelsami. Pomiedzy kwarcem występują gdzieś jasnożółte ksenomorficzne skalenie. Charakterystyczne ułożenie kwarcu w tej skałce wykazuje, iż wzrastał on w warunkach tensyjnych. Bardzo podobną budową odznacza się też pegmatyt widoczny w środkowej części hornfelsowej ściany znajdującej się na północno-wschodnim stoku Czarnej Góry (por. Żaba 1979, pl. VIII, fot. 2). W brzeżnych jego partiach występują kilkunastocentymetrowej miąższości strefy zbudowane z wydłużonych ziarn kwarcu, które ułożone są – podobnie jak w przypadku wyżej opisanej żyły – prostopadle do powierzchni kontaktu z otaczającymi hornfelsami. Od tych ostatnich strefy kwarcowe oddzielone są cienkimi warstwami aplitowymi. Centralne partie tej żyły zbudowane są ze skaleni (pertyt mikroklinoi i podrzędnie oligoklaz) i kwarcu oraz występujących w niewielkich ilościach muskowitu i biotyту. W obrębie skaleni potasowych spotykane są w tej strefie typowe przerosty granofirowe.

### GENERACJA III

Do generacji trzeciej zaliczono skały aplitowo-pegmatytowe, występujące w postaci żył zarówno w obrębie granitoidów karkonoskich, jak

też wśród skał tworzących ich północną osłonę. Można je zaliczyć do utworów postintruzywnych (Żaba 1979). Skały tej generacji występują w terenie wyjątkowo często. Ich bardziej lub mniej szczegółowe charakterystyki mineralogiczno-petrograficzne znalazły się w opracowaniach wielu autorów (m. in. Berg 1923, 1941; Gajda 1960a, b; Borkowska 1966; Puziewicz 1984), znacznie mniej uwagi natomiast poświęcono ich pozycji strukturalnej (Mierzejewski 1966, 1973, 1985; Żaba 1979, 1984).

Żyły omawianej generacji charakteryzują się bardzo różnorodną rozciągłością oraz miąższością. W sporadycznych wypadkach – szczególnie na obszarze granitoidów – dają się śledzić nawet na odcinkach kilkuset metrów. Ich miąższość waha się w szerokich granicach od kilku mm do ponad 2 m. Do najliczniejszych należą żyły o grubości około 10–15 cm. Wśród hornfelsów północnej osłony masywu Karkonoszy poza żyłami grubymi – jak i o średniej miąższości – spotykane są też liczne żyłki, których grubość waha się w granicach kilku mm. Miąższość żył występujących wśród warwscyjskich granitoidów rzadko jest mniejsza od 8 cm. Granice omawianych utworów ze skałami otaczającymi są ostre; w hornfelsach niemal zawsze przecinają one niezgodnie powierzchnie foliacji.

Skały żyłowe zaliczone do trzeciej generacji charakteryzują się bardzo wyraźną zmiennością

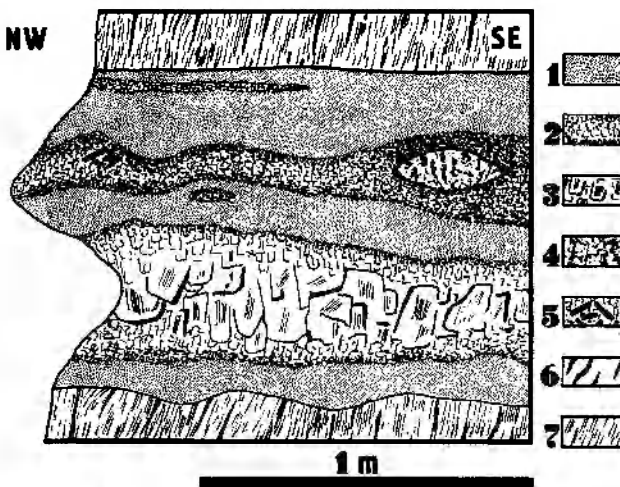


Fig. 12. Zawalidoga. Żyła aplitowa ze strefami pegmatytowymi (generacja III). 1 – aplit; 2 – pegmatyt; 3 – partie skaleniowe; 4 – skupienia muskowitu i turmalinu; 5 – gniazda biotyту; 6 – pokładowe żyłki sekrecyjnego kwarcu w hornfelsach; 7 – hornfelsy

Zawalidoga. Aplite vein with pegmatitic zones (third generation). 1 – aplite; 2 – pegmatite; 3 – feldspar zones; 4 – muscovite-tourmaline zones; 5 – biotite nests; 6 – horizontal veinlets of secretional quartz in hornfels; 7 – hornfels

strukturalno-teksturalną, a niekiedy też petrograficzną. Najczęściej są one reprezentowane przez utwory aplitowo-pegmatytowe. Taką budową charakteryzują się zazwyczaj żyły bardziej miąższe (fig. 12). Wśród dominującej aplitowej masy występują w nich strefy (od jednej do kilku) o wykształceniu pegmatytowym. Niekiedy mają one charakter soczew. Ich miąższość zazwyczaj nie przekracza 25 cm. Strefy pegmatytowe mogą znajdować się w marginalnych (przystropowych i przyspągowych) partiach żył lub ciągnąć się w ich centralnych częściach (fig. 12 i 13). Nadają one skale wyraźną kierunkową teksturę. Niezbyt grube (4–6 cm) strefy pegmatytowe występują też w środkowych partiach żył o średniej miąższości (10–20 cm), a w utworach, których grubość nie przekracza 10 cm, gniazda pegmatytowe koncentrują się w zgrubieniach żył (fig. 13) oraz w miejscach ich rozdawania się lub krzyżowania. Żyły cienkie o miąższości mniejszej od 5 cm charakteryzują się zazwyczaj jednorodną aplitową lub rzadziej pegmatytową budową. Sporadycznie zdarzają się też żyły zbudowane w całości z pegmatytu o miąższości dochodzącej nawet do

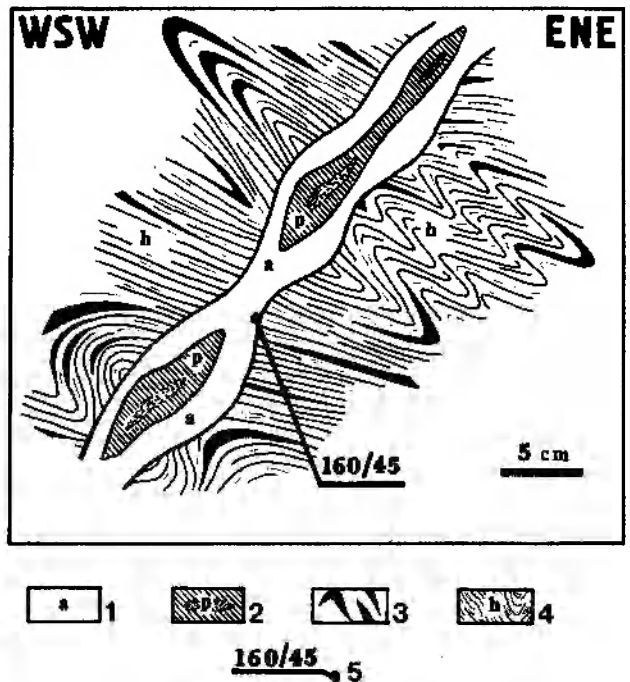


Fig. 13. Góra Zwalisko. Drobna żyła aplitowa ze strefami pegmatytowymi (generacja III) w obrębie hornfelsów. 1 – aplit; 2 – strefy pegmatytowe; 3 – pokładowe żyłki sekrecyjnego kwarcu w hornfelsach; 4 – hornfelsy; 5 – orientacja żyły

Mt Zwalisko. Small aplite vein with pegmatitic zones (third generation) within hornfels. 1 – aplite; 2 – pegmatitic zones; 3 – horizontal veinlets of secretional quartz in hornfels; 4 – hornfels; 5 – orientation of vein

2 m (np. Kozie Skały, Mniszy Las, fig. 10b, kamieniołomy granitu). Typowe utwory aplitowo-pegmatytowe zaliczone do trzeciej generacji zbudowane są głównie ze skaleni (mikroklin i w mniejszej ilości oligoklaz) i kwarcu, podrzędnie z łyszczyków tworzących smugi, gniazda, a niekiedy ciągłe, równoległe do granic żył strefy. Sporadycznie występują też pojedyncze słupki turmalinu lub jeszcze rzadziej andalazytu, których długość dochodzi czasami do kilku centymetrów.

W obrębie skał osłony utwory żyłowe trzeciej generacji wykorzystują zazwyczaj jeden lub kilka zespołów spękań lokalnych, wykazując tym samym znaczne zróżnicowanie swej przestrzennej orientacji. Ich ścisły związek ze spękaniami lokalnymi jest dobrze widoczny zarówno w naturalnych odsłonięciach terenowych (fig. 14 i 15), jak i na diagramach (fig. 3.1, max. III i IV; fig. 3.2, max. III i IV; fig. 3.3, max. III, IV i V; fig. 3.4, max. III, IV, V, VI i VIII; fig. 3.5, max. III, IV i V; fig. 3.6, max. III i IV; fig. 3.7, max. III i IV; fig. 3.8, max. III, IV, V i VI; fig. 3.9, max. III, IV i V). Tylko niewielka część żył nie nawiązuje (nie wykorzystuje) do obecnie istniejących spękań. Są to zazwyczaj cienkie, krótkie (szybko wyklinowujące się wśród hornfelsów) odgałęzienia od bar-

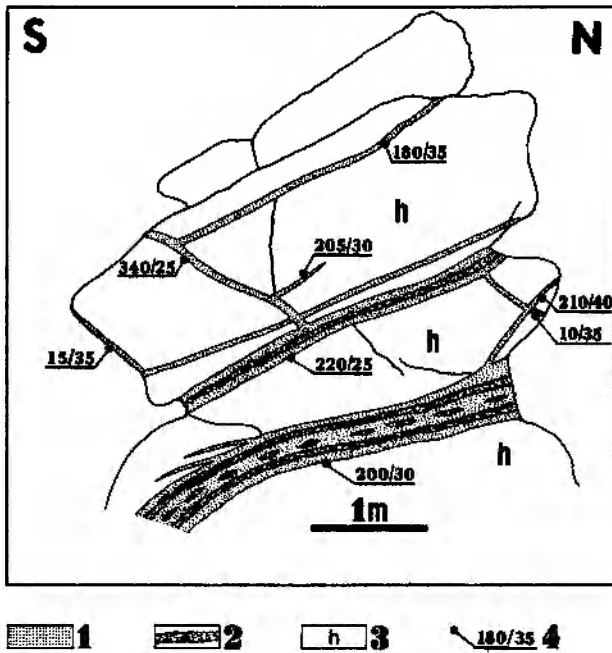


Fig. 14. Zawalidroga. Utwory żyłowe trzeciej generacji wykorzystują dwa zespoły spękań lokalnych. 1 – apłity; 2 – strefy pegmatytowe; 3 – hornfelsy; 4 – orientacja utworów żyłowych

Zawalidroga. Vein rocks of the third generation make use of two local joint complexes. 1 – applites; 2 – pegmatitic zones; 3 – hornfels; 4 – orientation of vein rocks

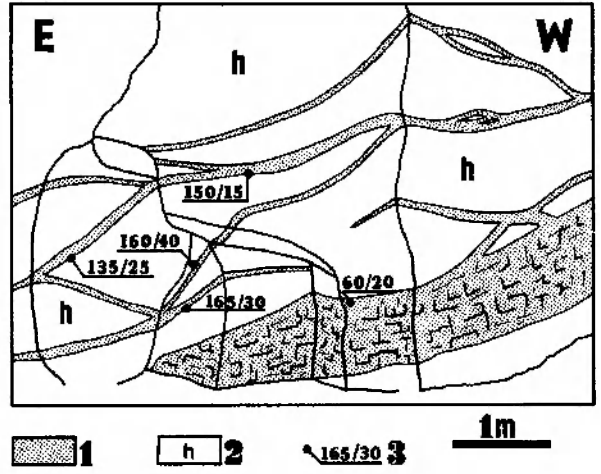


Fig. 15. Północno-wschodni stok Czarnej Góry. Utwory żyłowe trzeciej generacji w obrębie hornfelsów. 1 – żyły aplitowe ze strefami pegmatytowymi (generacja III); 2 – hornfelsy; 3 – orientacja utworów żyłowych

NE slope of the Mt Czarna Góra. Vein rocks of the third generation within hornfels. 1 – aplite veins with pegmatitic zones (third generation); 2 – hornfels; 3 – orientation of vein rocks

dziej mięszszych utworów aplitowo-pegmatytowych wykorzystujących spękania lokalne (fig. 15). Niekiedy zdarza się, że od głównej żyły, nie związanej z żadnym z istniejących dziś zespołów spękań, odchodzą cienkie odnogi nawiązujące orientacją do któregoś z zespołów ciosu lokalnego. Często poszczególne żyły charakteryzują się bardzo zmienną orientacją przestrzenną i wykorzy-

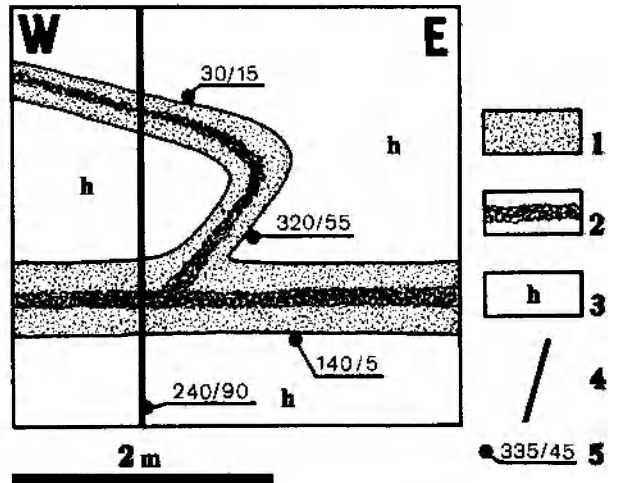


Fig. 16. Zbójceckie Skały. Utwory żyłowe trzeciej generacji przecięte spękaniami regionalnymi. 1 – apłity; 2 – strefy pegmatytowe; 3 – hornfelsy; 4 – powierzchnia spękania regionalnego; 5 – orientacja spękania i utworów żyłowych

Zbójceckie Skały. Vein rocks of the third generation cut by regional joint. 1 – applites; 2 – pegmatitic zones; 3 – hornfels; 4 – regional joint plane; 5 – orientation of joint plane and vein rocks

stują na „trasie swojego przebiegu” kilka różnie zorientowanych zespołów spękań lokalnych (fig. 16).

Szczegółowe obserwacje terenowe wykazały, że krzyżujące się żyły trzeciej generacji nawzajem się nie przecinają. Powstały one w wyniku jednoczesnego wypełnienia różnie zorientowanych zespołów spękań lokalnych i tworzą skomplikowany system równoległych utworów żyłowych (fig. 14 i 15).

W wielu naturalnych odsłonięciach, występujących w obrębie Zbójeckich Skał (fig. 16), Kozich Skał i na Wysokim Kamieniu (fig. 17, b), można obserwować utwory żyłowe trzeciej generacji przecinane lub nawet nieznacznie przemieszczane przez spękania systemu regionalnego (Q i S *sensu* Cloos 1925). Główny system spękań NE-SW oraz NNW-SSE (lub NW-SE), uwidaczniający się w granitoidach i w ich osłonie (Żaba 1979), zaliczony jest przez Mierzejewskiego (1973) do spękań ścinających powstałych w wyniku nacisków idących od północy. Należy podkreślić, że w ani jednym przypadku nie stwierdzono żył trzeciej generacji wykorzystujących tak powszechny na badanym terenie cios regionalny.

Orientacja przestrzenna utworów żyłowych trzeciej generacji, występujących w obrębie pasma

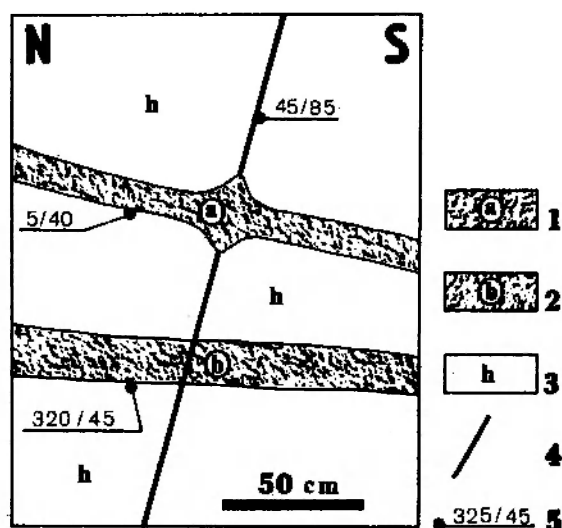


Fig. 17. Wysoki Kamień. Żyła aplitowa (generacja IV) zwiększa swoją miąższość tworząc zatoki wewnątrz szczeliny spękania regionalnego. 1 – apłit (generacja IV); 2 – apłit ze strefami pegmatytowymi (generacja III); 3 – hornfelsy; 4 – powierzchnia spękania regionalnego; 5 – orientacja spękania i utworów żyłowych

Wysoki Kamień. Aplite vein (fourth generation) extends its thickness forming rock sinuses within regional joint crack. 1 – aplite (fourth generation); 2 – aplite with pegmatitic zones (third generation); 3 – hornfelses; 4 – regional joint plane; 5 – orientation of joint plane and vein rocks

łupkowego Szklarskiej Poręby, jak i granitoidów Karkonoszy w bezpośredniej strefie kontaktowej, jest bardzo podobna (Żaba 1979, 1984). Zjawisko przechodzenia żył z granitów w hornfelsy można obserwować na terenie Mniszego Lasu. Tam też w jednym z odsłoneń stwierdzono dwie żyły trzeciej generacji przecinające granitoidy i wyżejleżące hornfelsy (fig. 10). Oba utwory żyłowe, reprezentowane przez apłit zawierający strefy pegmatytowe (fig. 10, a) oraz pegmatyt (fig. 10, b), wykorzystują spękania lokalne (fig. 3.9, max. IV i V). Również i tu powstały one jeszcze przed utworzeniem się ciosu regionalnego.

Żyły trzeciej generacji, występujące w obrębie masywu Karkonoszy, niemal zawsze charakteryzują się połączonym lub nawet horyzontalnym zaleganiem. Podobną orientacją odznaczają się wyróżnione przez Cloosa (1925) spękania płaskie – L (ławicowe) (fig. 3.10, max. V; fig. 3.11, max. III i IV; fig. 3.12, max. III). Wymieniony autor dysjunkcje te wiązał z procesem kurczenia się stygnącego plutonu oraz uważał, iż są one młodsze od spękań poprzecznych Q. Według Oberca (1970) i J. Szalamachy (1972) płaskie spękania mają charakter odprężeniowy i wyraźnie nawiązują do morfologii terenu. Wydaje się, że omawiane tu utwory żyłowe trzeciej generacji, poza swą przestrzenną orientacją, nie mają nic wspólnego z tak pojmowanymi spękaniami płaskimi. Jak wykazują obserwacje terenowe, są one starsze, a nie młodsze od dysjunkcji regionalnych Q i S. Najbardziej prawdopodobny wydaje się pogląd Mierzejewskiego (1966, 1973, 1985), który wiąże, zalegające położe w obrębie granitoidów, apłity z pośrednim etapem ewolucji plutonu karkonoskiego, mającym miejsce między fazą płynięcia magmy a jej całkowitą konsolidacją. Mają tego dowodzić zafałdowania żył apłitowych, które według cytowanego autora wtargnęły w spękania kontrakcyjne powstałe wskutek kurczenia się stygnącej intruzji. Możliwość istnienia tego typu połączonych lub horyzontalnych spękań w magmowych plutonach stwierdzona została już przez Balka (1937).

#### GENERACJA IV

Utwory żyłowe czwartej, najmłodszej generacji występują zarówno w obrębie granitoidowego masywu Karkonoszy, jak też w skałach jego osłony. Zaliczono je do utworów postintruzywnych (Żaba 1979). Są one znacznie rzadziej spotykane niż opisywane już apłity i pegmatyty trzeciej generacji. Reprezentowane są niemal wyłącznie

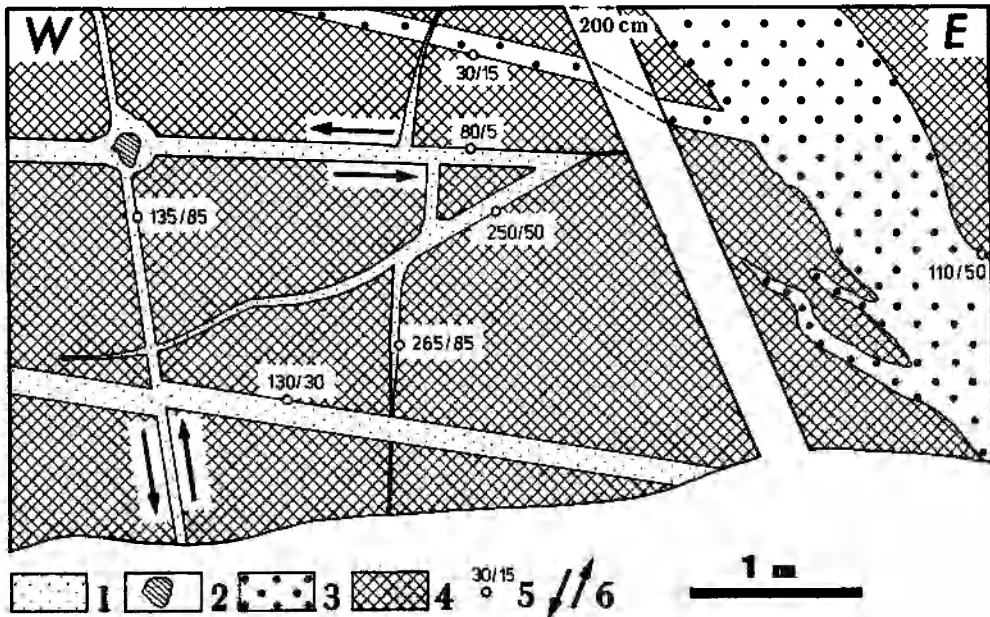
przez aplity wykorzystujące – poza lokalnymi – również spękania regionalne. Długość żył tej generacji, obserwowanych w obrębie granitoidów, osiąga kilkadziesiąt metrów, a ich miąższość waha się od kilku centymetrów do około pół metra. Grubość aplitów, występujących w obrębie hornfelsów, jest najczęściej mniejsza. Daje się tu zauważyć pewną prawidłowość polegającą na tym, że żyły wypełniające spękania o kierunkach NE–SW charakteryzują się zazwyczaj większą miąższością niż aplity wykorzystujące szczeliny ciosowe NW–SE. Grubość tych ostatnich nie przekracza 10–12 cm.

Omawiane aplity są zazwyczaj skałami jasnożółtymi lub jasnoróżowymi, odznaczającymi się równo- i drobnoziarnistymi strukturami oraz bezładnymi teksturami. Sporadycznie – w przypadku znacznej miąższości tych utworów – w ich środkowej części mogą pojawić się strefy wzbogacone w kwarc lub cienkie szliry pegmatytowe. Aplity zbudowane są głównie ze skalenia potasowego (mikroklin), plagioklaz (oligoklaz) i kwarcu, podrzędnie z łyszczaków, wśród których wyraźnie przeważa jasna mika.

Związek żył aplitowych ze stromymi lub pionowymi dysjunkcjami NE–SW (Q) i NNW–SSE lub NW–SE (S) stwierdzony został już przez Cloosa (1925), Berga (1922, 1923, 1941), a następ-

nie potwierdzony w pracach nowszych (m. in. Teisseyre *et al.* 1957, Borkowska 1966; Mierzejewski 1973, 1977, 1985). Większość żył aplitowych występujących w obrębie granitów wypełnia spękania poprzeczne Q, które według Cloosa (1922b, 1925) były najdogodniejszymi drogami migracji utworów żyłowych (fig. 3.10, max. I; fig. 3.11, max. I; fig. 3.12, max. Ia i Ib). Również wśród hornfelsów przeważająca liczba stwierdzonych żył aplitowych czwartej generacji związana jest ze spękaniem o przebiegu NE–SW, a dysjunkcje NW–SE i NNW–SSE wykorzystywane są przez nie znacznie rzadziej (fig. 3.1, max. I; fig. 3.3, max. I; fig. 3.4, max. I; fig. 3.6, max. I; fig. 3.7, max. I i II; fig. 3.8, max. I i II; fig. 3.9, max. I).

Chociaż wewnątrz granitoidów karkonoskich omawiane aplity wypełniają spękania regionalne charakteryzujące się pionowym lub prawie pionowym zaleganiem i regularnym prostoliniowym przebiegiem, to żyły tej samej generacji występujące w obrębie hornfelsów cechują się znacznym zróżnicowaniem orientacji przestrzennej. Aplity wykorzystywały wszystkie możliwe drogi ekspansji w silnie spękanych skałach osłony. Wtargnęły one zarówno w spękania regionalne, jak też w starsze od nich zespoły ciosu lokalnego, tworząc niekiedy skomplikowaną sieć. Drobne aplity o miąższości do 15 cm zostały stwierdzone między



**Fig. 18.** Wysoki Kamień. Aplity (generacja IV) przecinają żyłę aplitową ze strefami pegmatytowymi (generacja III). 1 – aplity (generacja IV); 2 – kwarc żyłowy; 3 – aplity ze strefami pegmatytowymi (generacja III); 4 – hornfelsy; 5 – orientacja utworów żyłowych; 6 – kierunki względnych przemieszczeń mas skalnych

Wysoki Kamień. Aplites (fourth generation) cut the aplite vein with pegmatitic zones (third generation). 1 – aplites (fourth generation); 2 – vein quartz; 3 – aplites with pegmatitic zones (third generation); 4 – hornfels; 5 – orientation of vein rocks; 6 – relative directions of rock shifts

innymi w obrębie hornfelsów na szczycie Wysokiego Kamienia (fig. 18). Orientacja niektórych z nich – podobnie jak żył trzeciej generacji – nie nawiązuje do żadnych stwierdzonych zespołów

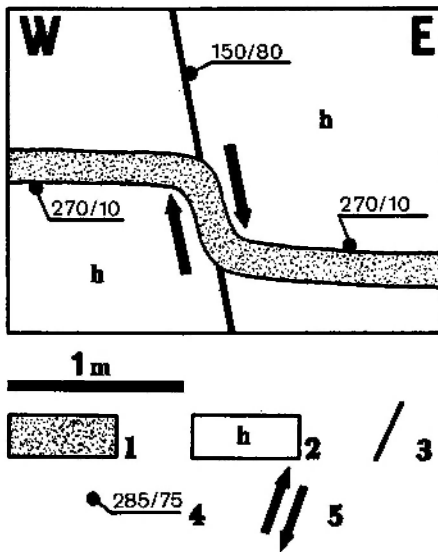


Fig. 19. Wysoki Kamień. Żyła apłitowa (generacja IV) częściowo wykorzystuje spękanie regionalne. 1 – apłit; 2 – hornfelsy; 3 – powierzchnia spękania regionalnego; 4 – orientacja spękania i utworów żyłowych; 5 – kierunki względnego przemieszczenia mas skalnych

Wysoki Kamień. Aplite vein (fourth generation) partly makes use of regional joint. 1 – aplite; 2 – hornfelses; 3 – regional joint plane; 4 – orientation of joint plane and vein rocks; 5 – relative directions of rock shift

spękań. System rozgałęziających się, równowiekowych żył czwartej generacji, wypełniających tu zarówno spękania regionalne (fig. 3.3, max. I), jak też lokalne (fig. 3.3, max. III), przecina utwory żyłowe generacji trzeciej.

Część żył czwartej generacji wykorzystuje głównie spękania lokalne, regionalne natomiast wypełnia tylko na niewielkich odcinkach (fig. 17 i 19). Lokalna niedrożność tych ostatnich związana jest prawdopodobnie z ich ścinającym charakterem (fig. 20b). W pewnych miejscach dochodziło do niewielkich przemieszczeń mas skalnych, głównie wzdłuż powierzchni ciosu poprzecznego Q. Przemieszczenia te miały prawdopodobnie miejsce podczas tworzenia się spękań podłużnych S (Price 1966), uważanych za nieco młodsze od poprzecznych Q (Cloos 1925). W wielu odślonięciach terenowych – w tym też na Wysokim Kamieniu (fig. 18 i 19) – widać wyraźnie, że przemieszczenia, zachodzące wzdłuż powierzchni spękań poprzecznych Q o przebiegu NE–SW, miały miejsce jeszcze przed wypełnieniem ich przez utwory żyłowe czwartej generacji. Wydaje się, że wypełniły one spękania regionalne jednorazowo w czasie tworzenia się lub też po powstaniu spękań podłużnych S o przebiegu NNW–SSE lub NW–SE, wzdłuż których również mogło dojść do niewielkich przemieszczeń powodujących ich zamknięcie (fig. 17).

## WNIOSKI I DYSKUSJA

Badania pozycji strukturalnej oraz charakteru utworów żyłowych występujących w północnej strefie kontaktowej granitoidowego masywu Karkonoszy w okolicach Szklarskiej Poręby pozwoliły na wydzielenie czterech generacji żył genetycznie związanych z waryscyjską intruzją (fig. 20).

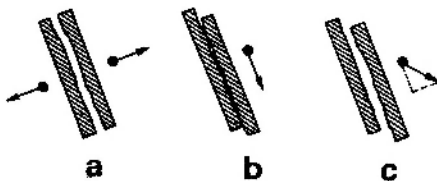


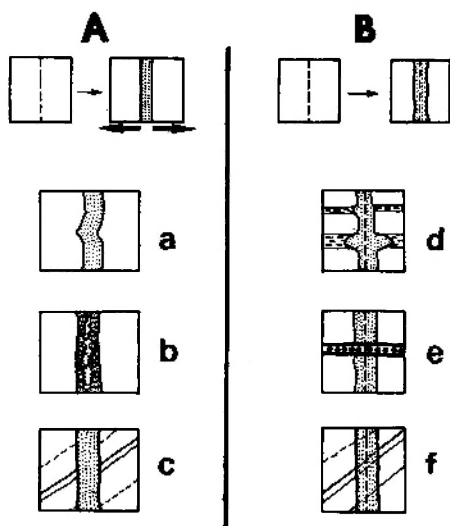
Fig. 20. Klasyfikacja spękań ze względu na składowe względne przemieszczenia mas skalnych (wg Dennisa 1972; Hobbsa *et al.* 1976). a – spękanie tensyjne; b – spękanie ścinające; c – spękanie ścinające z ograniczonym prostopadłym przesunięciem, czyli „spękanie ekstensyjne ukośne”

Classification of joints by displacement (according to Dennis 1972; Hobbs *et al.* 1976). a – extension joint; b – shear joint; c – shear joint with finite normal displacement, alternatively classed as an “oblique extension joint”

Dwie pierwsze generacje zaliczone zostały do utworów synintruzywnych, trzecia i czwarta do postintruzywnych (Żaba 1979).

Według podziału genetycznego (Hobbs *et al.* 1976) ogromna większość tych utworów ma charakter żył z rozszerzania (fig. 21a, b, c). Do wyjątków należą niektóre apofizy i żyły granitoidowe pierwszej generacji, które zaliczono do żył nie rozszerzających się (Hobbs *et al.* 1976) (fig. 21 d, e, f).

Pierwszą generację utworów żyłowych reprezentują granitoidowe apofizy i drobne żyły, będące odgałęzieniami magmowej intruzji (fig. 4–8, 22). Występują one tylko w strefie egzokontaktowej intruzji, tnąc niezgodnie powierzchnie foliacji w hornfelsach. Część z tych form w pewnym stopniu dopasowuje się do niektórych zespołów spękań lokalnych (fig. 5). W wielu miejscach utwory te przecinane są przez żyły generacji młodszych (fig. 8). Apofizy charakteryzują się wyjątkowo dużą zmiennością struktur i tekstur, niekiedy też



**Fig. 21.** Kryteria rozpoznawania żył z rozszerzania (powiększających się objętościowo) od nierozszerzających się (wg Hobbsa *et al.* 1976). *A* – żyły z rozszerzania: *a* – przystające do siebie ściany spękania; *b* – struktury grzebieniowe wewnątrz utworu żyłowego, obecność druz i pustek; *c* – rozerwane starsze spękania lub elementy wewnętrznej tekstury skał otaczających świadczące o rozszerzeniu się szczeliny; *B* – żyły nie rozszerzające się: *d* – żyła zwiększa swoją miąższość na kontakcie z utworami nieodpornymi na trawienie chemiczne; *e* – chemicznie odporny utwór ciągnie się poprzez żyłę; *f* – nierozzerwane starsze spękania lub elementy wewnętrznej tekstury skał otaczających

Criteria for recognition of dilational and nondilational veins (according to Hobbs *et al.* 1976). *A* – dilational veins: *a* – matching walls; *b* – comb structure with vugs within rock vein; *c* – early planar structures offset; *B* – nondilational veins: *d* – vein widens in chemically favorable layers; *e* – chemically resistant layers continuous across vein; *f* – early planar structures not offset

zróznicowaniem składu mineralnego (fig. 9). Wiązane jest to między innymi z ich lokalną metasomatyzacją (Kanasiewicz 1984).

Do drugiej generacji zaliczono utwory żyłowe obserwowane tylko w dwu miejscach w obrębie metamorficznej osłony granitoidów Karkonoszy (fig. 11, 22). Zalegają one połogo lub niemal horyzontalnie i są przecinane przez żyły trzeciej generacji. Żyły te są przemieszczane wzdłuż dyslokacji, wykorzystanych później przez utwory trzeciej generacji. Żyły drugiej generacji zbudowane są przeważnie z wydłużonych ziarn kwarcu, ułożonych prostopadle do powierzchni stropu i spągu. Wskazuje to na tensyjne warunki powstania tych żył. Prawdopodobnie wykorzystywały one lokalne, połogo zorientowane spękania i szczeliny rozwierające się w miejscach, w których stropowa osłona masywu pograżała się w intrudującej magmie. Żyły te zaliczono do utworów synintruzywnych

(Żaba 1979). Nie stwierdzono ich w obrębie granitoidów.

Trzecia generacja utworów żyłowych reprezentowana jest przez aplity i pegmatyty, wykorzystujące w skałach osłony tylko lokalne zespoły ciosu (fig. 10, 14, 15, 16, 22). Często są one przecinane przez późniejsze spękania regionalne (fig. 16 i 17b), a sporadycznie przez żyły aplitowe czwartej generacji (fig. 18). Niekiedy wzdłuż powierzchni spękań regionalnych (głównie *Q*) są one nieznacznie zdyslokowane. Występują zarówno w granitoidach karkonoskich, jak też w skałach osłony. Zaliczone są do utworów postintruzywnych (Żaba 1979). W obrębie hornfelsów charakteryzują się znaczną zmiennością orientacji przestrzennej (fig. 14 i 15). W granitoidach żyły tej generacji zalegają najczęściej połogo, ich genezę Mierzejewski (1966, 1973, 1985) wiąże z pośrednim etapem ewolucji plutonu Karkonoszy, który nastąpił między fazą płynięcia magmy a jej całkowitą konsolidacją. Miały tam one wypełnić spękania kontrakcyjne.

Żyły trzeciej generacji charakteryzują się dużą zmiennością struktur i tekstur, a miejscami też składu mineralnego (fig. 12 i 13). Według wielu autorów utwory te miały być początkowo reprezentowane tylko przez aplity, a strefy pegmatytowe utworzyły się w nich wtórnie drogą rekrystalizacji w warunkach pneumatolitycznych pod wpływem oddziaływania roztworów hydrotermalnych (m. in. Kozłowski 1978; Madalińska 1983). Odmienne zdania jest Puziewicz (1984), który na podstawie badań żyły aplitowej ze strefami pegmatytowymi znajdującej się wśród hornfelsów na północno-wschodnim stoku Czarnej Góry (fig. 15) uważa, że skała ta powstała z magmy składającej się z faz stałych i stopu krzemianowego. Migracja wody i potasu w stopie miała doprowadzić do utworzenia się stref płynnych, z których wykształciły się szliry pegmatytowe, pozostała część magmy wykrystalizowała w postaci aplitu.

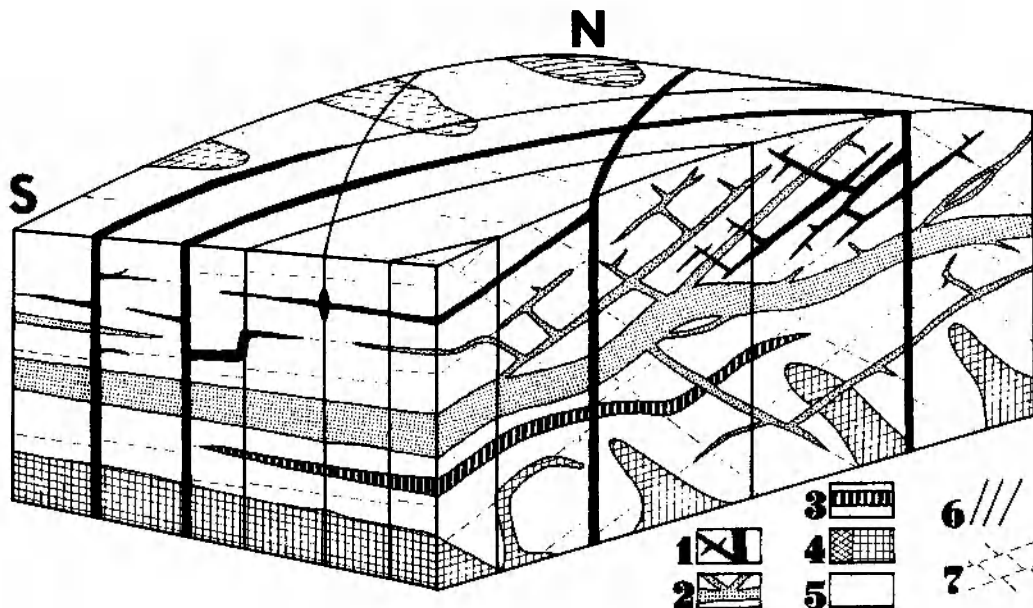
Żyły czwartej generacji również zaliczono do utworów postintruzywnych (Żaba 1979). Występują one w obrębie granitoidów Karkonoszy oraz skał ich północnej osłony (fig. 17, 18, 19, 22). Reprezentowane są niemal wyłącznie przez aplity. W granitach wykorzystują one spękania regionalne, w hornfelsach natomiast oprócz ciosu regionalnego wyzyskują również zespoły spękań lokalnych, czym przypominają orientację żył trzeciej generacji. Znane są nieliczne miejsca, w których utwory czwartej generacji przecinają żyły aplitowe ze strefami pegmatytowymi należące do trzeciej generacji (fig. 18). Omawiane utwory tworzą



niekiedy skomplikowane systemy rozgałęziających się żył. Miejscami mają one charakter typowo kratowy (fig. 18). Według Fischera (1968) rozwój żył aplitowych, wypełniających kratowy system spękań w granodiorytach Bawarii, uwarunkowany był powstaniem spękań odciążeniowych lub też znacznym ciśnieniem (naporem)

magmy. Podobne systemy żył ultramaficznych opisują też Sturt *et al.* (1980).

Utwory trzeciej i czwartej generacji wykorzystywały wszelkie możliwe – istniejące w okresie ich powstania – drogi ekspansji, tworząc dwa skomplikowane, nakładające się na siebie systemy żył (fig. 14, 15, 18, 22).



**Fig. 22.** Schematyczny blokdiagram przedstawiający następstwo utworów żyłowych w obrębie pasma łupkowego Szklarskiej Poręby. 1 – aplity (generacja IV); 2 – aplity ze strefami pegmatytowymi i pegmatyty (generacja III); 3 – pegmatyty (generacja II); 4 – apofizy granitoidowe (generacja I); 5 – hornfelsy; 6 – powierzchnie spękań regionalnych; 7 – powierzchnie spękań lokalnych

Sketch showing sequence of the rock veins within Szklarska Poręba Schist Belt. 1 – aplites (fourth generation); 2 – aplites with pegmatitic zones and pegmatites (third generation); 3 – pegmatites (second generation); 4 – granitoid apophyses (first generation); 5 – hornfelses; 6 – regional joint planes; 7 – local joint planes

Obserwowane na całym badanym obszarze niewielkie, lecz liczne przemieszczenia mas skalnych, występujące wzdłuż spękań lokalnych (fig. 11 i 18), zostały najprawdopodobniej spowodowane naciskami intrudującej masy granitoidowej. Powodowały one odnowienie się i aktywizację starszych dysjunkcji, jak też powstanie licznych nowych, częstokroć naśladujących dawne kierunki. Napór intruzji był przyczyną ciągłych ruchów, zachodzących wzdłuż istniejących w tym okresie powierzchni ciosu. Ponadto wiele szczelin zostało otwartych, co w dużej mierze ułatwiło wypełnienie ich przez utwory żyłowe. Wydaje się, że największe nasilenie nacisków związanych z podnoszeniem się stropu intruzji miało miejsce jeszcze przed wtargnięciem w spękania lokalne żył trzeciej generacji (fig. 11). Odnowione oraz powstające pod wpływem intrudującej magmy spękania lokalne miały różny charakter (fig. 20). Skąły

żyłowe wykorzystywały głównie spękania tensyjne i ścinające z tzw. ograniczonym prostopadłym przesunięciem (Hobbs *et al.* 1976), określane też mianem ukośnych spękań ekstensyjnych (Dennis 1972) (fig. 20a, c). Natomiast znacznie gorszymi drogami rozprzestrzeniania się tych utworów były spękania ścinające (fig. 20b). Powstanie tak licznie reprezentowanych utworów trzeciej generacji było ściśle związane z intruzywną działalnością głębszych, niezakrzepłych partii intruzji. O istnieniu w głębi plutonu mobilnej jeszcze magmy świadczą też zafałdowania występujących w obrębie granitoidów żył aplitowych (Mierzejewski 1966, 1973, 1985).

W pewnych rejonach, zlokalizowanych w obrębie skał osłony (Wysoki Kamień, wschodnia część pasma łupkowego Szklarskiej Poręby), utwory żyłowe występują szczególnie obficie, w innych natomiast spotykane są sporadycznie lub w

ogóle nie są notowane. Wydaje się, że najwięcej żył koncentruje się głównie nad wybrzuszeniami i kopułami intruzji – tam gdzie naprężenia osiągnęły maksymalne wartości. Podobne zależności stwierdzono też między innymi w północnej Norwegii w osłonie plutonu Nordre Bumandsfjord (Sturt *et al.* 1980).

Małoskalowe przemieszczenia mas skalnych na badanym terenie występują też wzdłuż regionalnych spękań poprzecznych Q o biegu NE–SW (fig. 18 i 19). Zachodziły one najprawdopodobniej w trakcie ruchów ścinających, towarzyszących powstawaniu nieco młodszego regionalnego ciosu podłużnego S o przebiegu NNW–SSE lub NW–SE (Price 1966). W tym okresie mogło też dojść do ponownych przemieszczeń ścinających, wykorzystujących powierzchnie wcześniejszych spękań lokalnych. Przemieszczenia te mogły spowodować zamknięcie niektórych szczelin ciosowych, powo-

dując ich całkowitą lub też częściową niedrożność (fig. 19).

Należy wspomnieć, że geneza spękań regionalnych Q i S jest różnie pojmowana. Według klasycznych poglądów Cloosa (1925) dysjunkcje poprzeczne Q są równoległe do kierunku nacisku działającego z zewnątrz i powstały na skutek stressu tensyjnego. Pojawiły się one w świeżo zastygłych, górnych masach intruzji w czasie, gdy jej wnętrze było jeszcze w stanie płynnym. Ich wachlarzowaty układ przestrzenny wykazuje, iż powstały w skonsolidowanej, górnej partii intruzji oraz w skałach osłony pod wpływem parcia ku górze ciągle jeszcze płynnego jądra intruzji. Dysjunkcje te są najczęściej wykorzystywane przez skały żyłowe. Spękania podłużne S są równoległe do struktur fluidalnych, które być może ułatwiły ich powstawanie.

Według Price'a (1966) dysjunkcje poprzeczne

**Tabela 1.** Korelacja utworów żyłowych wyróżnionych w północnej strefie kontaktowej granitów z pasmem łupkowym Szklarskiej Poręby z obserwacjami innych autorów dokonanyymi w centralnej części masywu Karkonoszy

| Centralna część masywu Karkonoszy  |  |   | Strefa północnego kontaktu masywu Karkonoszy |  |
|--|--|---|--|--|
| Cloos (1922b, 1925)  | Teisseyre <i>et al.</i> (1957)   | Mierzejewski (1973, 1977, 1985)   | Żaba (1979, 1984)                            | autorzy pracy  |
| Żyły aplitowe i pegmatytowe wypełniające spękania poprzeczne (Q), podłużne (S), płaskie szczeliny boczne i spękania diagonalne | aplitę występujące w postaci cienkich prostych żył wypełniających szczeliny tektoniczne w granicie już zupełnie zakrzepłym | żyły aplitowe wypełniające spękania regionalne                                  | żyły zaliczone do struktur postintruzyjnych  | generacja IV – aplitę wypełniające szczeliny ciosu regionalnego (obszar masywu Karkonoszy), spękania regionalne i lokalne (obszar pasma łupkowego Szklarskiej Poręby)                |
| Żyły aplitowe i pegmatytowe wypełniające spękania płaskie (L)  | aplitę ze strefami pegmatytowymi występujące w postaci zawieszonych odciętych żył, powstałych w etapie pomagmowym          | żyły aplitowe wypełniające spękania kontrakcyjne (zafałdowane i niezafałdowane) |  | generacja III – aplitę ze strefami pegmatytowymi, pegmatyty zalegające połogie (obszar masywu Karkonoszy), wypełniające spękania lokalne (obszar pasma łupkowego Szklarskiej Poręby) |
|  |  |   | żyły zaliczone do struktur synintruzyjnych   | generacja II – pegmatyty (kwarcowe, kwarcowo-skalieniowe) wypełniające na obszarze pasma łupkowego Szklarskiej Poręby pologie szczeliny tensyjne                                     |
|  | aplitę tworzące pnie i gniazda (nieco opóźnione w konsolidacji lokalne segregacje wzbogacone w składniki lotne)            |   |  | generacja I – apofizy granitoidowe, żyły granitoidowe oraz występujące w nich gniazda pegmatytów i szliry aplitowe   |
|  | aplitę szlirowo przemieszane z granitem głównym (prawie równoczesne w konsolidacji z główną masą intruzji)                 |   |  |  |

Q również mają charakter tensyjny. Powstają one w plutonie, którego zewnętrzne partie uległy już skonsolidowaniu. Są one rezultatem zróżnicowanego ruchu magmy i jej tarcia o ściany intruzji. Spękania podłużne S tworzą się prawdopodobnie w wyniku tensji, wywołanej oziębianiem się masy plutonu przy jednoczesnym dalszym jego lateralnym rozszerzaniu się.

Mierzejewski (1973, 1985) uważa, że oba zespoły ciosu regionalnego należą do spękań ścinających powstałych w wyniku nacisków idących z północy.

W obrębie granitoidów w bliskim sąsiedztwie kontaktu z hornfelsami spotykane są niekiedy pochyło zalegające żyły aplitów, zapadające pod średnimi kątami w kierunku jądra plutonu (Żaba 1979, fig. 11). Są to bez wątpienia utwory żyłowe czwartej generacji. Mogły one wypełnić tzw. płaskie szczeliny boczne, które utworzyły się według Cloosa (1925) w warunkach podobnych, jak spękania Q, w okresie wędrówki częściowo zakrzepłego plutonu ku górze. Można również przyjąć, że wykorzystwały one spękania powstałe w wyniku silnych (przeważających), lateralnych nacisków intruzji, kiedy górna partia plutonu była już prawie sztywna, co uniemożliwiło jego dalsze rozszerzanie się (płynięcie) ku górze (Castro 1984). Utwory te mogą mieć więc charakter żył koncentrycznych wypełniających spękania ekstensyjne ze ścinania.

Interesujący problem stanowi szybkość powstawania skał żyłowych. Był on między innymi analizowany modelowo przez Shawa (1965), który obliczył czas tworzenia się żył o składzie granitu pod ciśnieniem wynoszącym około 1000 ba-

rów. Okazuje się, iż czas ekspansji żyły w otwartą szczelinę o miąższości 1 m i szerokości 10 km na odległość 100 m jest mierzony w sekundach, a czas tworzenia się żyły (również w otwartej szczelinie) o tej samej długości i szerokości, lecz o miąższości tylko 1 cm trwa około 1 roku. Oczywiście czas powstawania utworów żyłowych, które same torowały sobie drogę oraz otwierały spękania skalne, będzie znacznie dłuższy. Jednak w porównaniu z szybkością podnoszenia się intruzji, ocenianą przez różnych autorów od 0,01 cm na rok do około 5 cm na rok (m. in. Matsuda, Uyeda 1971; Norton, Knight 1977; Popow 1977; Marsh, Kantha 1978), okresy tworzenia się żył stanowią niezwykle krótkie epizody.

Opisane cztery generacje waryscyjskich utworów żyłowych w strefie kontaktowej intruzji (fig. 22) należy traktować jako wariant minimum. Można się spodziewać, iż dalsze, bardziej szczegółowe badania mogą przyczynić się do wyróżnienia większej liczby generacji utworów żyłowych. Różni autorzy sygnalizują w swych pracach utwory żyłowe, których w badanej strefie nie stwierdzono lub nie udało się określić ich pozycji strukturalnej z powodu braku odsłoneń *in situ*. Dotyczy to na przykład żył lamprofirów, które uważane są zgodnie przez większość autorów za utwory najmłodsze. Dotychczas nie zostało wyjaśnione, czy tworzą one jedną generację, czy – co jest bardziej prawdopodobne – kilka.

W tabeli 1 dokonano próby korelacji utworów żyłowych wyróżnionych w północnej strefie kontaktowej masywu Karkonoszy z obserwacjami innych autorów.

## LITERATURA

- BALK R., 1937: Structural behaviour of igneous rocks. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 5, s. 1–177.
- BERG G., 1922: *Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000, Blatt Warmbrunn*. Preuss. Geol. Land., Lief. 241, Berlin.
- 1923: Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N.F.*, 94.
- 1926: *Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000, Blatt Flinsberg–Strickerhauser*. Preuss. Geol. Land., Lief. 262, Berlin.
- 1941: *Geologische Karte des Deutschen Reiches, Blatt Schreiberhau und Schnee gruben-Baude 1:25000. Erläuterungen zu Blatt Schreiberhau und Schnee gruben-Baude*. R-Stelle f. Bodenforschung.
- BORKOWSKA M., 1959: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudetes Mts, and the Sudetic Foreland. *Arch. Miner.*, 21, 2, s. 230–382.
- 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. *Petrographie du granite des Karkonosze. Geol. Sudetica*, 2, s. 7–107.
- BORUCKI J., 1966: Wstępne wyniki datowań bezwzględnych (K-Ar) granitoidów dolnośląskich. Initial results of the irrelative datings (K-Ar) of the Lower Silesia granitoides. *Kwart. Geol.*, 10, 1, s. 1–19.
- BUKOWSKI P., 1983: Budowa geologiczna zachodniej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby w okolicach Izerskich Garbów (Sudety Zachodnie). Praca magisterska (M. Sc. Thesis), Uniwersytet Śląski, Katowice.
- CASTRO A., 1984: Emplacement fractures in granite plutons (Central Extremadura batholith, Spain). *Geol. Rundsch.*, 73, 3, s. 869–880.

- CLOOS H., 1922a: Über Ausbau und Anwendung der granit-tektonischen Methode. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N.F.*, 89, s. 1–18.
- 1922b: *Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze*. Berlin.
- 1923: *Das Batholithenproblem*. Berlin.
- 1925: *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien*. Bau, Bildung und Oberflächengestaltung, Berlin, s. 1–194.
- DENNIS J. G., 1972: *Structural geology*. Roland Press, New York.
- DEPCIUCH T., LIS J., 1971: Wiek bezwzględny (K-Ar) granitoidów masywu Karkonoszy (Dolny Śląsk). Irrelative age (K-Ar) of the Karkonosze Massif granitoides (Lower Silesia). *Kwart. Geol.*, 15, 4, s. 855–861.
- FISCHER G., 1968: *Moldanubicum in Bavaria. Guide to the excursion C 35 (Federal Republic of Germany)*. International Geological Congress, XXIII Session, Prague 1968. Bundesanstalt f. Bodenforschung, Hannover.
- GAJDA E., 1960a: Żyły pegmatytowe Szklarskiej Poręby – Karkonosze. Pegmatite veins of the region of Szklarska Poręba – Karkonosze Mts. *Kwart. Geol.*, 4, 3, s. 545–564.
- 1960b: Minerale żył pegmatytowych okolic Szklarskiej Poręby – Karkonosze. Minerals of pegmatitic veins in the vicinity of the Szklarska Poręba region – Karkonosze Mts. *Kwart. Geol.*, 4, 3, s. 565–584.
- HOBBS B. E., MEANS W. D., WILLIAMS P. S., 1976: *An outline of structural geology*. J. Wiley and Sons, New York.
- JUNG O., 1885: Analyse eines Granitporphyrs von der Kirche Wang in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 35.
- KANASIEWICZ J., 1984: Kontakt granitu karkonoskiego z łupkami Wysokiego Grzbietu (Sudety). Contact of the Karkonosze granite and Wysoki Grzbiet schists (Sudety Mts). *Kwart. Geol.*, 28, 1, s. 17–22.
- KARWOWSKI Ł., WŁODYKA R., KURDZIEL M., 1983: Warunki powstawania minerałów druzowych w Michałowicach (Karkonosze). Conditions of formation of druse minerals from Michałowice (Karkonosze Massif – Southwestern Poland). *Arch. Miner.*, 39, 1, s. 29–38.
- KLOCKMANN F., 1882: Beitrag zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirge. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 34.
- KLOMINSKÝ J., 1969: Krkonoško-jizerský granitoidní masiv. Das granitoide Massiv von Krkonoše und Jizerské hory. *Sb. Geol. Ved. Geologie*, G, 15, s. 7–118.
- KOZŁOWSKI A., 1978: Pneumatolytic and hydrothermal activity in the Karkonosze-Izera block. Utwory pneumatolityczno-hydrotermalne bloku karkonosko-izerskiego. *Acta Geol. Polon.*, 28, 2, s. 171–222.
- KUZAK R., 1983: Budowa geologiczna zachodniej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby w okolicach Wysokiego Kamienia (Sudety Zachodnie). Praca magisterska (M.Sc. Thesis), Uniwersytet Śląski, Katowice.
- MADALIŃSKA M., 1983: Pegmatoidy strefy kontaktowej Garbów Izerskich. Pegmatoides of the Garby Izerskie contact zone (Western Sudetes, Poland). *Arch. Miner.*, 39, 1, s. 67–76.
- MARSH B. D., KANTHA L. H., 1978: On the heat and mass transfer from an ascending magma. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, s. 425–443.
- MATSUDA T., UYEDA S., 1971: On the Pacific-type orogeny and its model: Extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, 11, s. 5–27.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1966: On the tectonic evolution of the Karkonosze granite (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 14, 3, s. 157–164.
- 1967: Tektonika granitu Karkonoszy, [w:] *Przewodnik 40 Zjazdu PTGeol. w Zgorzelcu*. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1973: Rozwój i następstwo niektórych struktur w plutonie Karkonoszy, [w:] *Materiały Konferencji Terenowej „Kryteria strukturalne w określaniu rozwoju granitoidów bloku karkonosko-izerskiego”*. Inst. Geol. Univ. Wrocław, Wrocław, s. 7–20.
- 1977: Dysjunkcje koncentryczne rejonu Jakuszyce w granitoidowym masywie Karkonoszy. Concentric pattern of faults near Jakuszyce, the Karkonosze granite, Sudetes. *Acta Univ. Wratisl.*, 378, Pr. Geol.-Miner., 6, s. 303–321.
- 1985: Geologia granitowej części Karkonoszy, [w:] A. Jahn (red.), *Karkonosze Polskie*. Ossolineum Wrocław.
- MILCH L., 1887: Über Struktur und Constitutions-Facies des Riesengebirges-Granits. *Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kult.*, 75.
- 1904: Über die Ganggesteine des Riesengebirges-Granites. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 56.
- NORTON D., KNIGHT J., 1977: Transport phenomena in hydrothermal systems. Cooling plutons. *Am. J. Sci.*, 277, s. 937–981.
- NOWAKOWSKI A., 1956: O niektórych skalach żyłowych Pogórza Izerskiego. Some dike rocks from Iser Hills (Lower Silesia, Poland). *Arch. Miner.*, 19, 1, s. 37–57.
- NOWAKOWSKI A., KOZŁOWSKI A., 1983: Pochodzenie i warunki powstawania albitu w pegmatytach granitów Karkonoszy i Strzegomia. Genesis and crystallization of albite in pegmatites of the Karkonosze and Strzegom granites. *Arch. Miner.*, 39, 1, s. 5–16.
- OBERC J., 1961: An outline of the geology of the Karkonosze-Izera Block. *Z. Nauk. Univ. Wrocław*, B, 8, s. 139–170.
- 1965: Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. The tectonic position of the Karkonosze granite. *Inst. Geol., Biul.*, 191, s. 69–102.
- 1967: Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego. Geology and mineral deposits of the Karkonosze Mts-Izera Mts block, [w:] *Przewodnik 40 Zjazdu PTGeol. w Zgorzelcu*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 58–60.
- 1970: Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego. Geology and raw materials of the Karkonosze Mts-Izera Mts block. *Rocz. P T Geol.*, 40, 1, s. 195–205.
- PETRASCHECK W. E., 1938: Zur Altersbestimmung des varistischen Vulkanismus in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 90.
- POPOW W. S., 1977: Pricziny wozniknowienija magmata. *Gieochimija*, 4, s. 516–524.
- PRICE N. J., 1966: *Fault and joint development in brittle and semibrittle rocks*. Pergamon Press, New York.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H. H., 1962: Age of some granitic rocks in Poland. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 26, 10, s. 1069–1075.
- PUZIEWICZ J., 1984: Dyferencjacja magmy w intruzji aplitowo-pegmatytowej z Czarnej Góry (północna osłona granitu Karkonoszy). Magma differentiation in aplite-pegmatite intrusion of Czarna Góra (the northern cover of Karkonosze granite). *Arch. Miner.*, 40, 1, s. 49–52.
- SCHWINNER R., 1928: Schweremessungen und Gebirgsbau in Riesengebirge. *Jb. Preuss. Geol. Land.*, 40, 1, s. 270–278.
- SHAW R. H., 1965: Comments on viscosity, crystal setting

- and convection in granitic magmas. *Am. J. Sci.*, 263, 2, s. 120–152.
- ŠMEJKAL V., 1964: Absolutní staří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin českého masivu stanovené kalium-argonovou metodou. *Sbor. Geol. Ved., Geol.*, 4, s. 121–134.
- STURT B. A., SPEEDYMAN D. L., GRIFFIN W. L., 1980: The Nordre Bumandsfjord ultramafic pluton, Seiland, North Norway. Part 1. *NGU Norges geologiske undersøkelse*, 358, s. 1–30.
- SZAŁAMACHA J., 1972: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, arkusz Piechowice. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000, arkusz Piechowice.* Wyd. Geol., Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1971: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, arkusz Rozdroże Izerskie. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000, arkusz Rozdroże Izerskie.* Wyd. Geol., Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1971: Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka. Structural analysis in the Sudetes Mts. *Rocz. PTGeol.*, 41, 1, s. 93–118.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: *Regionalna geologia Polski, 3, Sudety, 1, Kraków.*
- WEBSKY M., 1865: Über Titaneisen, Fergusonit, Monazit und Gadolinit im Riesengebirge. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 17.
- WŁODYKA R., KARWOWSKI Ł., BZOWSKI Z., 1983: Pegmatyt berylonośny z okolic Jakuszyc (Karkonosze). Beryl-bearing pegmatite from the environs of Jakuszyc (Karkonosze Mts). *Arch. Miner.*, 39, 1, s. 17–28.
- ZIMMERMANN E., 1937: *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Hirschberg 1:25000, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Hirschberg 1:25000.* Preuss. Geol. Land., Lief. 276. Berlin.
- ŻABA J., 1973: Zdjęcie geologiczne okolic Górzynca. Praca magisterska (M.Sc. Thesis), Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.
- 1979: Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie). The northern contact of the Karkonosze granite with its country rocks in the vicinity of Szklarska Poręba (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, 14, 2, s. 47–74.
- 1984: Stosunek waryscyjskiego granitoidu Karkonoszy do metamorfiku północnej osłony oraz tektonika fałdowa pasm łupkowych Szklarskiej Poręby i Starej Kamienicy (krystalinik izerski). Das Verhältnis des Riesengebirgs-Granitoides zum Metamorphikum der nördlichen Umrahmung und die Fallentektonik der Schieferzone von Szklarska Poręba und Stara Kamienica (Iserakristallin), [w:] *Materiały Terenowej Konferencji Naukowej „Zagadnienia tektoniki krystaliniku izersko-łużyckiego”*. Jelenia Góra–Görlitz. Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 7–71.

# STRUCTURAL POSITION OF THE VARISCAN VEIN ROCKS IN THE NORTHERN CONTACT ZONE OF THE KARKONOSZE MASSIF IN THE VICINITY OF SZKLARSKA PORĘBA (WESTERN SUDETES)

Norbert CIEŚLIŃSKI, Jerzy ŻABA

Department of Earth Sciences, Silesian University  
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

## SUMMARY

**ABSTRACT.** Four generations of vein rocks genetically related to the Variscan granitic intrusion have been distinguished within granitoids and hornfelses that occur in the northern contact zone between the Karkonosze massif and the Szklarska Poręba Schist Belt. The first generation is represented by apophyses of granitoids and dikes restricted to the exocontact of the intrusion. Quartz and quartz-feldspar veins that fill moderately dipping or horizontal joints and tensional fractures belong to the second generation. The third generation consists of aplites and pegmatites that make use only of local joints. They occur in the Karkonosze granitoids as well as in the wall-rocks. They are related to the intermediate stage

of the pluton evolution. Veins of the fourth generation also occur within granitoids and wall-rocks. They consist almost exclusively of aplites that fill both local and regional joints. Moreover, they form a complicated, tartan-like pattern in the hornfelses. The veins are related to the late stage of the pluton evolution when its marginal parts were solid whereas still-liquid magma was preserved in the central part. First and second generations are thought to be synintrusive, whereas third and fourth generations are postintrusive. Most of these veins formed in the tensional environment.

## INTRODUCTION

Variety of vein rocks, mainly aplites and pegmatites, genetically related to the Karkonosze granitoids occur in the northern contact zone between the Karkonosze massif and the Izera metamorphic belt. Numerous petrographic and mineralogical studies have been devoted to these rocks since the late XIX century (Websky 1865; Klockmann 1882; Jung 1885; Milch 1897, 1904; Berg 1923; Nowakowski 1956; Gajda 1960a, b; Borkowska 1966; Kozłowski 1978; Karwowski *et al.* 1983; Madalińska 1983; Nowakowski, Kozłowski 1983; Włodzyka *et al.* 1983; Puziewicz 1984). Outcrops of the vein rocks have been marked in many detail maps of the Karkonosze block (e.g. Berg 1922, 1941; Zimmermann 1937; J. Szalamecha 1972). Relatively less attention has been paid to orientations of the vein rocks (Berg 1922, 1923, 1926, 1941; Cloos 1925; Teisseyre *et al.* 1957; Mierzejewski 1966, 1973, 1977, 1985; Żaba 1979, 1984).

In this paper an attempt is made to determine both, the structural position and generations of the Variscan vein rocks (mainly aplites and pegmatites).

The investigated area, located in the Izera Mts (Western Sudetes) covers the contact zone of the Karkonosze massif with the Szklarska Poręba schist Belt (the Izera metamorphic belt) (Fig. 1). The Szklarska Poręba Schist Belt consists chiefly

of cordierite-andalusite hornfelses and andalusite-cordierite hornfelses (Borkowska 1966) that formed due to thermal metamorphism of the Proterozoic schists at the contact with the Variscan granitoids intrusion (the Asturian phase) (Petrascheck 1938; Oberc 1961). Fine-grained augen gneisses and amphibolites occur within the hornfelses (Fig. 3).

The southern contact of the Szklarska Poręba Schist Belt with the Karkonosze massif is intrusive (e.g. Oberc 1965; Żaba 1979). The roof of the pluton dips moderately northward under rocks of the Szklarska Poręba Schist Belt (Oberc 1965; Żaba 1979). The Karkonosze granitoids are of palaeogenic origin (Borkowska 1966). They consist predominantly of monzonite granite (Borkowska 1959) that form three main varieties: central granites, range granites and granophyric granites (Borkowska 1966). Southern part of the investigated area is occupied by the central granites. Close to the contact zone leucocratic, pegmatitic, and aploidal varieties have been recorded. These varieties also form isolated occurrences within hornfelses. Aplites and pegmatites are abundant in the area. Moreover, dikes of lamprophyre, younger than aplites and pegmatites occur in the schist belt (Teisseyre *et al.* 1957; Borkowska 1966; Żaba 1979).

## GENERATIONS OF THE VEIN ROCKS

Four generations of the vein rocks genetically related to the Variscan intrusion have been recognized. Observations were made on the both sides of the contact between the Karkonosze massif and Szklarska Poręba Schist Belt inclu-

ding ten groups of outcrops in the Wysoki Grzbiet and three granite quarries (Figs. 2 and 3). To determine generations of the vein rocks their structural position as well as structural position of all joints that occur in the given area were detaily

studied. Orientations of veins and joints were compared carefully pointing out to the relationships between them. To complete these observations contour diagrams of the joints have been made for all outcrops investigated considered here as domains. Point diagrams of the veins orientations have been overlapped on the contour diagrams (Fig. 3). The vein rocks have also been briefly described.

#### FIRST GENERATION

First generation of the vein rocks is represented by apophyses and dikes (Figs. 4–8). They may be considered as synintrusive rocks (Żaba 1979). Their occurrence is restricted only to the exocontact of the intrusion where they truncate foliation in hornfels. Granitoids apophyses are particularly abundant in the eastern part of the Schist Belt (Cloos 1925; Oberc 1965; Żaba 1979, 1984) (Fig. 4). Although the apophyses are usually small, bodies of tenths meters thick and hundredths meters long can also be found. Some of these rocks fill local joints (Fig. 5, Fig. 3.1, max. III). The apophyses are frequently cut by dikes of younger generations (Fig. 8). The apophyses consist of aplite or pegmatitic granite. Aplite schlieren with diffusive boundaries occur within the apophyses (Fig. 9). Great variety of structures, textures, and, sometimes, mineral composition observed in these rocks is related, among others, to the local range metasomatism (Kanasiewicz 1984).

#### SECOND GENERATION

Second generation includes pegmatites that have been observed only in two outcrops in metamorphic wall-rocks of the Karkonosze granitoids (Fig. 11). The pegmatites had been displaced and then cut by dikes of the third generation. The second generation pegmatite dikes, 10 to 35 cm thick, are composed predominantly of elongated quartz grains perpendicular to the dikes boundaries. This suggests tensional stress during their emplacement. The dikes truncate discordantly foliation in hornfels and fill moderately dipping local joints (Fig. 3 max. III, 3.6 max. IV) that presumably formed in those places where the roof rocks were stopped into the invaded magma. The dikes are thought to be synintrusive (Żaba 1979). They have not been recorded from granitoids.

#### THIRD GENERATION

Third generation of the vein rocks is represented by numerous aplite-pegmatite dikes and pegmatites that occur within granitoids as well as in the wall-rocks (Figs. 10, 12–16). They are postintrusive rocks (Żaba 1979). Their thickness ranges from a few mm to 2 m. Most abundant are dikes with thickness of 10–15 cm. Contacts of the dikes are always sharp.

The dikes truncate discordantly foliation in hornfels. In the wall-rocks orientations of the dikes vary considerably resulting in a complicated, branched pattern (Figs. 14 and 15) formed due to filling of differently oriented local fractures (Fig. 3.1 max. III and IV, Fig. 3.2 max. III and IV, Fig. 3.3 max. III–V, Fig. 3.4 max. III–VI and VIII, Fig. 3.5 max. III–V, Fig. 3.6 max. III and IV, Fig. 3.7 max. III and IV, Fig. 3.8 max. III–VI, Fig. 3.9 max. III–V).

In granitoids these dikes dip moderately (Fig. 3.10 max. V, Fig. 3.11 max. III and IV, Fig. 3.12 max. III). According to Mierzejewski (1966, 1973, 1985) their origin is related to the intermediate stage of evolution of the Karkonosze pluton, i.e. between the phase of liquid magma and its entire crystallization. They might have filled contractional joints. Within hornfels dikes of the third generation are often cut by younger regional joints (Figs. 16 and 17b) and occasionally by aplites of the fourth generation (Fig. 18). Sometimes they are slightly displaced along the regional joints (Q).

Dikes of the third generation are characterized by a significant variability of their structures, textures, and, occasionally, mineral composition (Figs. 12 and 13). Numerous authors have described their mineralogy and petrography (e.g. Berg 1923, 1941; Gajda 1960a, b; Borkowska 1966; Puziewicz 1984). The dikes consist predominantly of aplite with one or more pegmatitic zones. Pegmatite dikes occur rarely, e.g. in the Mniszy Las (Fig. 10b), Kozie Skąły and in the granite quarries.

#### FOURTH GENERATION

Dikes of the fourth generation, represented almost entirely by aplites, occur within the Karkonosze granitoids and their northern metamorphic wall-rocks (Figs. 17–19). They are believed to be postintrusive rocks (Żaba 1979). The dikes are less abundant than the third generation dikes. Their thickness vary from a few centimeters to 0.5 m. Rarely, in thicker dikes, zones enriched in quartz occur in central parts or thin pegmatitic schlieren.

Dikes of the fourth generation that occur in granitoids are associated with NE–SW(Q) and NNW–SSE (S) regional joints (Cloos 1925; Berg 1922, 1923, 1941; Teisseyre *et al.* 1957; Borkowska 1966; Mierzejewski 1973, 1977, 1985). Most of the aplites fill transverse joints (Q) (Fig. 3.10 max. I, Fig. 3.12 max. Ia and Ib). In the wall-rocks the dikes truncate discordantly foliation of hornfels and fill both, regional joints (Fig. 18, Fig. 3.1 max. I, Fig. 3.3 max. I, Fig. 3.4 max. I, Fig. 3.6 max. I, Fig. 3.7 max. I and II, Fig. 3.8 max. I and II, Fig. 3.9 max. I) and local joints (Figs. 17–19).

The aplites made use of all possible ways of emplacement in heavily fractured wall-rocks. They intruded regional joints as well as older local joints sometimes forming net-like system of veins (Fig. 18). Some of the fourth generation rocks predominantly fill local joints, only occasionally making use of regional joints (Figs. 17 and 19).

#### RESUME

Study on structural position of vein rocks that occur in the northern contact zone of the Karkonosze granitic massif in the vicinity of Szklarska Poręba has revealed the presence of four generations of the veins genetically related to the Variscan intrusion (Fig. 22). First and second generations

(apophyses, granitic dikes, quartz and quartz-feldspar pegmatites) are synintrusive, whereas third (aplite-pegmatite dikes, pegmatites) and fourth (aprites) are postintrusive (Żaba 1979).

Rocks of the third and fourth generations made use of all possible ways of emplacement forming two complicated and

overlapping systems of veins (Figs. 14, 15, 18, and 22). Similar nets of dikes have been described by Fischer (1968) and Sturt *et al.* (1980).

From the genetical point of view (Hobbs *et al.* 1976) most of the dikes are tensional (Fig. 20 a, b, c) with few exceptions, i.e. some apophyses and granite dikes of the first generation (Fig. 20d, e, f).

Small-scale dislocations of the rocks observed in the whole area studied along local joints (Figs. 11 and 18) were most probably caused by invaded magma. That led to the rejuvenation of old faults as well as formation of numerous new faults that frequently copied old orientations (Fig. 5).

It seems probably that the maximum stress acted before the formation of the third generation vein rocks (Fig. 11). Rejuvenated and newly formed local joints have different characteristics (Fig. 20). The vein rocks predominantly fill of tensional fractures and so-called transversal extensional fractures (Hobbs *et al.* 1976; Dennis 1972) (Fig. 20a, c).

Origin of numerous dikes of the third generation was closely related to the nonsolidified portions of magma derived from the deeper parts of the pluton. Folded aplite dikes of the third generation are an evidence for the presence of liquid, mobile magma inside the pluton (Mierzejewski 1966, 1973, 1985).

Short-range displacements of the rocks took place along regional transversal joints striking NE-SW (Figs. 18 and 19) as a result of shearing stress related to the formation of slightly younger regional longitudinal joints (S) striking NNW-SSE or NW-SE (Price 1966). At that time another displacements might have taken place along earlier local joints. These displacements resulted in closure of some joint fractures (Figs. 17 and 19).

Close to the contact between granitoids and hornfelses aplite dikes of fourth generation are sometimes found. They dip moderately toward the core of the pluton. These aplites fill horizontal, marginal fractures or fractures that formed due to lateral stress of the intrusion when the roof was already rigid, preventing magma emplacement upward (Castro 1984).

The four generations of the vein rocks found in the contact zone of the intrusion (Fig. 22) by no means exhaust all possibilities. They may be considered as a minimum option. For instance, because of lack of outcrops it was not possible to determine structural position of lamprophyres apparently younger than aplites and pegmatites.

A correlation of the present authors data on the vein rocks recognized in the contact zone of the Karkonosze massif with data of other authors is presented in Table 1.

*Translated by Janusz Janeczek*

**Table 1.** Correlation between the present authors data on vein rocks, recognized in the northern contact zone of the granitoids with the Szklarska Poręba Schist Belt, and data of other authors

| Central part of the Karkonosze massif   |   |   | Northern contact zone of the Karkonosze massif |  |
|---|---|---|--|--|
| Cloos (1922b, 1925)   | Teisseyre <i>et al.</i> (1957)  | Mierzejewski (1973, 1977, 1985)                               | Żaba (1979, 1984)                              | present authors  |
| Aplite and pegmatite dikes that fill transversal (Q), longitudinal (S), and diagonal joints and horizontal marginal fractures | thin, simple aplite dikes that fill tectonic joints in granite  | aplite dikes in regional joints                               | postintrusive veins                            | fourth generation – aplites that fill regional joints (the Karkonosze massif), regional and local joints (the Szklarska Poręba Schist Belt)                |
| Aplite and pegmatite dikes that fill horizontal joints (L)  | hanging dikes of aplites with pegmatitic zones of postmagmatic origin   | aplite dikes in contractional fractures (folded and unfolded) |  | third generation – aplites with pegmatitic zones, flat-lying pegmatites (the Karkonosze massif), that fill local joints (the Szklarska Poręba Schist Belt) |
|   | applites in the form of stocks and nests (local segregations enriched in volatiles components, that crystallized later than the main intrusion) |   | synintrusive veins                             | second generation – pegmatites (quartz and quartz-feldspar) in moderately dipping tensional joints in the Szklarska Poręba Schist Belt                     |
|   | schlieren aplites in the central granite (almost contemporaneous with the crystallization of the main intrusion)                                |   |  | first generation – apophyses of granitoids, dikes of granitoids together with pegmatite nests and aplitic schlieren  |