

PROBLEM NASTĘPSTWA WIEKOWEGO DWÓCH CIAŁ GRANITOWYCH I ZMIENNOŚĆ TEMPERATURY KRYSZTALIZACJI W SKALE Z JANOWIC WIELKICH W RUDAWACH JANOWICKICH

A sequence of two granitic masses
and their crystallization temperatures in the endocontacts

Michał Paweł MIERZEJEWSKI, Barbara WOJNAR

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław
ul. Powstańców 29/4, 41-100 Siemianowice

SPIIS TREŚCI

Wstęp	231
Wyniki dotychczasowych badań oraz przesłanki do rozwiązania postawionych zagadnień	232
Charakterystyka petrograficzna	234
Struktury kontrakcyjne wypełnione żyłami	239
Spękania	240
Zmienność rozmiarów minerałów skalotwórczych	242
Zmienność temperatur krystalizacji jako funkcja oddalenia od kontaktu	243
Zakończenie i wnioski	246
Literatura	249
Summary	251

STRESZCZENIE. Badania relacjonowane w niniejszej pracy miały za zadanie ustalenie na potrzeby praktycznej kartografii optymalnej metody określania następstwa wiekowego różnych odmian strukturalnych granitów. Jako obiektem badań posłużyliśmy się dwoma granitami karkonoskimi kontaktującymi ze sobą w okolicy Janowic Wielkich w naturalnym odsłonięciu zwanym „Piecem”. Badania prowadzono w pięciu kierunkach: zbadano zmienność petrograficzną, zmienność struktury ziarna skalnego, zmienność temperatur krystalizacji, zanalizowano struktury kontrakcyjne oraz spękania skalne.

Z przeprowadzonych badań wynika, że najszybciej można ustalić sekwencję skalną na podstawie struktur kontrakcyjnych, a następnie spękań skalnych. Pierwsze trzy z wymienionych wyżej kierunków badań dały odpowiedzi dwuznaczne co do sekwencji granitów. Okazało się bowiem, że cechy petrograficzne, rozmiary ziarn i temperatury krystalizacji

zmieniają się w sposób konsekwentny w obu ciałach plutonowych, jeśli kroczymy ku kontaktowi, a zmienność temperatury krystalizacji i wymiary ziarna okazały się niewątpliwie funkcją odległości od kontaktu. Można więc przypuszczać, że młodsza intruzja wykorzystała starą powierzchnię kontaktową. Podany ogólny wzór na zależność temperatury krystalizacji od oddalenia od powierzchni ochładzania. Przy określeniu temperatury krystalizacji posługiwano się termometrem dwuskaleniowym, stosując trzy rodzaje wykresów. Na jednym z nich otrzymano bardzo wysokie temperatury krystalizacji (ponad 800°C – dla granitu drobnoziarnisto-porfirowego), co jest o tyle dziwne, że dotychczas całemu plutonowi przypisuje się naturę palingenetyczną, a temperaturę krystalizacji około 600°C. Zjawisko to można wytłumaczyć następująco: albo ten granit jest granitem regeneracyjnym, albo też granit ten krystalizował przy gwałtownym spadku ciśnienia.

WSTĘP

Niniejsza praca miała za zadanie osiągnięcie kilku celów. Pierwszym było określenie temperatury krystalizacji magmy macierzystej granitu drobnoziarnisto-porfirowego przy kontakcie z

granitem średnioziarnisto-porfirowym oraz zbadanie zmienności temperatury krystalizacji jako funkcji oddalenia od kontaktu tych skal. Drugim celem było uchwycenie następstwa wiekowego

różnego rodzaju struktur tektonicznych występujących w obu wspomnianych granitach.

Ziszczenie tych dwóch zadań dałoby geologowi terenowemu możliwość określania następstwa wiekowego różnych ciał plutonicznych w tych wypadkach, gdy bardziej proste metody polowe zawodzą.

Trzecie wreszcie zagadnienie, jakie próbowano rozwiązać, stanowi poruszane, ale chyba jeszcze otwarte zagadnienie, czy masyw karkonoski jest plutonem prostym, wielokrotnym, czy też plutonem złożonym. Inaczej mówiąc: czy pluton Karkonoszy został utworzony przez jedną intruzję, czy przez wiele intruzji tej samej magmy, czy też przez intruzje magm różnego pochodzenia.

Obserwacje, będące przedmiotem analizy, poczyniono w grupie skalnej, położonej około 3 km na południe od Janowic Wielkich, nad prawym brzegiem lewobrzeżnego dopływu potoku Janówki, we wschodniej części granitowego masywu Karkonoszy.

Ustalono, że temperatura krystalizacji skaleni

granitu drobnoziarnistego-porfirowego obniża się w miarę zbliżania do kontaktu z granitem starszym. Podobnie zmniejsza się ku kontaktowi rozmiar ziarn. Spękania w konkretnym przypadku badanej grupy skalnej okazały się przy pobieżnym badaniu zjawiskiem prowadzącym do mylnych wniosków odnośnie do sekwencji czasowej różnych odmian granitu. Dopiero bardziej szczegółowa analiza tych zjawisk w interesującej nas skałce pozwoliła uchwycić prawidłowe następstwo wydarzeń geologicznych. Poprawną sekwencję wiekową poszczególnych odmian granitów udało się ustalić też na podstawie orientacji przestrzennej utworów żyłowych. Analiza ich pozycji geologicznej prowadzi do bardziej pewnych wniosków niż zestawienie zmienności rozmiarów ziarna i zmienności temperatury krystalizacji granitu jako funkcji oddalenia od kontaktu.

Nie udało się rozstrzygnąć definitywnie, czy masyw karkonoski jest plutonem złożonym czy też wielokrotnym.

WYNIKI DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ ORAZ PRZESŁANKI DO ROZWIĄZANIA POSTAWIONYCH ZAGADNIENI

Wychodząc od rozważań teoretycznych spodziewano się, mając na uwadze znaną zależność temperatury krystalizacji od zawartości substancji lotnych, że w pierwszych momentach po usadowieniu się magmy („emplacement”), kiedy to stop jest bogaty w gazy, konsolidacja będzie zachodziła w niższej temperaturze niż później, gdy substancje lotne już z magmy częściowo się wydobędą. W konsekwencji przy kontakcie, gdzie magma najwcześniej ulega ochłodzeniu, oczekiwano niższych temperatur krystalizacji niż w partiach oddalonych od sąsiedztwa z chłodnymi skałami. Zjawisko takie ulegać powinno wzmoczeniu poprzez to, że konsolidacja przykontaktowa prowadzi

tam najszybciej do zmniejszenia objętości. Granit zestalony ma bowiem o kilkanaście procent mniejszą objętość niż jego magma. To w następstwie pociąga za sobą obniżenie ciśnienia w pozostałej magmie i zmniejszenie rozpuszczalności zawartych w niej gazów. Taka odgazowana magma ma, jak wiadomo, wyższą temperaturę krystalizacji niż magma bogata w substancje lotne. (Holmes 1966). Hipotetycznie można się było spodziewać, że wykres temperatury krystalizacji magmy granitowej jako funkcji oddalenia od powierzchni chłodzenia będzie wyglądał jak na figurze 1A. Można też argumentować, że zajdzie przypadek zgoła inny. Powierzchnia kontaktowa może służyć jako droga ucieczki par i wtedy partia przykontaktowa będzie prędzej odgazowana niż pozostała reszta i wykres $T_k = f(x)$ będzie wyglądał odmiennie, jak to ukazano na figurze 1B. Tak czy inaczej, impulsem do dalszej pracy było przekonanie, że temperatura konsolidacji magmy granitowej winna zależeć w jakiejś mierze od oddalenia od powierzchni chłodzenia. Który model jest słuszny, 1A czy 1B, miały wykazać szczegółowe badania.

Skała, gdzie poczyniono obserwacje, jest bardzo efektowna, z bogato rozwiniętymi spękaniem w partii dolnej, zbudowanej z granitu drobnoziarnistego-porfirowego, i z praktycznie nie spę-

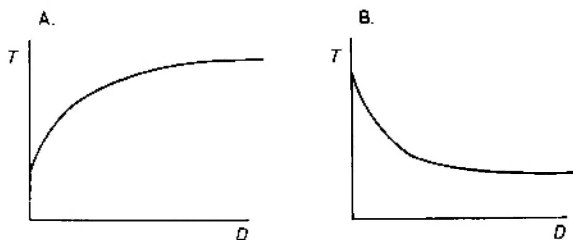


Fig. 1. Hipotetyczny wykres temperatury krystalizacji magmy T jako funkcji odległości od powierzchni chłodzenia D . A – zależność o funkcji rosnącej; B – zależność o funkcji malejącej

Hypothetical curves of magma crystallization temperature T as a function of the distance from the cooling surface D . A – increasing function; B – decreasing function

kaną grubą ławą granitu średnioziarnistego-porfirowego w stropie. Ława ta tworzy nad częścią dolną okap, co umożliwiłoby studiowanie struktur w trzecim wymiarze. Brak kontynuacji spękań z części dolnej w górną skałę mógł sugerować, że granit drobnoziarnisty-porfirowy jest granitem starszym od swego mięszszego nadkładu, co wydawało się rzeczą nieprawdopodobną w świetle innych faktów znanych z Karkonoszy.

Spękania oraz bogato reprezentowane struktury brzeżne (przykontaktowe) umożliwiły studia nad sekwencją granitów metodą niezależną od wymienionej w pierwszym punkcie niniejszego wstępu.

Nadzieję na przybliżenie rozwiązania dylematu, czy pluton Karkonoszy jest prosty, złożony czy nawet tylko wielokrotny, wiążano z rozumowaniem, biorącym pod uwagę temperatury krystalizacji. Zanim będzie ono bliżej wyłożone, należy przedstawić problematykę wiążącą się z geologią granitów drobnoziarnistych-porfirowych, zwanych niegdyś przez Berga (1941 a,b) granitami aplitowymi, a przez Borkowską (1966) granitami granofirowymi. Nie stosuje się tutaj tego nazewnictwa, ponieważ termin Berga, choć dobrze opisuje skałę, jest nieformalny, nazwa zaś użyta przez Borkowską z punktu widzenia semantyki jest trudna do przyjęcia, ponieważ w praktyce polowej nie można rozdzielać granitów wedle struktur mikroskopowych, ale według cech widocznych nieuzbrojonym okiem. Z wyłuszczonego przeto względów stosuje się dalej do granitów aplitowych czy inaczej granofirowych nazwę granity drobnoziarnisto-porfirowe. Taka też nazwa została wprowadzona do objaśnień arkusza Szklarska Poręba mapy geologicznej 1:25000 (Mierzejewski, Majerowicz 1982). Postępowano tu zresztą śladami Klomynsky'ego (1969), który takiego terminu użył w swym opracowaniu czechosłowackiej części plutonu.

Niezmiernie interesujący jest stosunek granitów drobnoziarnisto-porfirowych do głównych typów litologicznych Karkonoszy. Nie chcąc już wstępu przeladowywać zbyt obfitym materiałem obserwacyjnym wspomina się jedynie, że opierając się na badaniach terenowych Mierzejewski (1982) podał, że granit średnioziarnisto-porfirowy i granit równoziarnisty są odmianami powstałymi synchronicznie, tworzą w sobie bowiem nawzajem żyły. Granity te zastygły dość głęboko, bo jeszcze w strefie mezo (Mierzejewski 1967), jeżeli strefę mezo rozumie się wedle definicji Buddingtona (1959). Granity drobnoziarnisto-porfirowe wykazują zaś z jednej strony przejścia do

granitów średnioziarnisto-porfirowych i przypuszczalnie stanowią ich stropową partię brzeżną, z drugiej zaś strony występują w postaci pni intruzywnych, intruzywnych żył i struktur kolistych (Mierzejewski 1982). Struktury takie rozwijają się niewątpliwie w płytkich poziomach intersekcyjnych, co uzasadnił po obfitym przeglądzie literatury Buddington (1959). Czyżby to więc oznaczało, że granity drobnoziarniste (granofirowe) są oddzielone poważniejszą luką czasową od pozostałych głównych typów granitu karkonoskiego? To bardzo ciekawe zagadnienie wymaga dalszych badań, które będą wtedy owocne, gdy petrograf będzie ściśle współpracował z kartującym geologiem. Jak dotychczas, mimo szczegółowych badań geochemicznych (Lis 1971) i mineralogicznych (Kryza, Kuśnierz, Majerowicz 1979), nie wiadomo dokładniej, jakie są związki między tymi granitami. Specjalnie interesujące jest dla kartującego geologa, czy każdy z tych dwóch głównych typów granitu karkonoskiego, to znaczy granit porfirowy i granit równoziarnisty, (grzbietowy) mają swoją brzeżną odmianę w postaci granitu drobnoziarnistego? Jest to bardzo możliwe, ponieważ granity drobnoziarniste stwarzające przestrzennie z obszarem występowania granitów równoziarnistych-grzbietowych są megaskopowo nieco inne od granitów drobnoziarnistych dolnych partii Karkonoszy, gdzie jako główna odmiana panuje granit porfirowy średnioziarnisty. Nie jest wykluczone, że niektóre granity drobnoziarniste mają jeszcze inne pochodzenie, a mianowicie pochodzą z wtórnego przetopienia zestalonych uprzednio magm. Jako takie winny się cechować znacznie wyższymi temperaturami krystalizacji niż pozostałe granity karkonoskie, którym Borkowska (1966) przypisała naturę paligenetyczną i temperaturę stygnięcia około 600°C.

Jak już stwierdzono wyżej, część magmy macierzystej granitu drobnoziarnistego dotarła od razu w płytsze poziomy gmachu skalnego, które pozostałe główne granity Karkonoszy osiągnęły dopiero po długiej izostatycznej wędrówce w górę, a więc nie na drodze intruzywnej, ale już po zakończeniu procesu usadawiania się (emplacement). Musiała zatem macierzysta magma granitu drobnoziarnistego mieć znaczny zasób ciepła i musiała być mało lepka, jeśli dotarła tak wysoko. W granicy tym spotyka się poza tym bipyramidy heksagonalnego kwarcu (Berg 1941; Borkowska 1966), występujące jak wiadomo zasadniczo w wysokotemperaturowych magmach wulkanicznych. Czyżby więc granit drobnoziarnisto-porfi-

rowaty powstał z magmy bardziej gorącej od magmy macierzystej granitu porfirowatego? Ponieważ dopiero w wysokich temperaturach labilność uzyskują magmy wtórne – regeneracyjne, powstałe przez przetopienie uprzednio egzystujących skał magmowych, które już utraciły wiele ze swych substancji lotnych (Holmes 1966), wobec tego w razie stwierdzenia zaistniałych wysokich temperatur krystalizacji magmy granitu drobnoziarnistego otrzymalibyśmy wskazówkę, że powstała ona być może odmiennie niż magma granitu średnioziarnisto-porfirowatego, to znaczy nie dzięki palingenezie, ale dzięki regeneracji. Co więcej, udział magm o różnym pochodzeniu w budowie jednego masywu oznacza, że jest to nie tylko pluton wielokrotny, ale pluton złożony. Stosowane tutaj terminy były objaśnione w 2 numerze „Przeglądu Geologicznego” (1980), w ramach publikowanego w odcinkach słownika tektonicznego.

Czyż jednak magma odgazowana, nawet mimo dużego zasobu ciepła może odbyć dalekie wędrówki? Poruszone zagadnienie jest dość skomplikowane (Pitcher 1979; Hargraves 1980; Winkler, Platen 1961) i łatwo tutaj wpaść na nieprzewidziane rafy i całe rozumowanie może okazać się chybione. Nie sposób we wstępie nawet zasygnalizować nasuwających się tutaj kwestii i trudności. Nie znamy bliżej warunków fizycznych, w jakich odbywała się intruzja. Nie znamy masy ciała intrudującego, jego lepkości, oporu skał osłony, różnic między gęstością skał osłony a magmą itp., które to czynniki i wiele innych mają wpływ na możliwość i przebieg procesu

intruzywnego. Wiadomo jedynie, że intrudująca magma, macierzysta dla granitu drobnoziarnistego, miała cechy mieszaniny płynu z ciałem stałym („solid/liquid mixture”). Wynika to z pomiarów średnic ziarna skalnego, którego znaczna część wzrastała na miejscu ze stopu krzemianowego.

Wydawało się jednak, że zastosowanie termometru geologicznego stworzy możliwość uzyskania dalszych informacji co do natury plutonu karkonoskiego albo raczej tylko informacji, dzięki której można by ukierunkować dalsze szczegółowe badania petrograficzne i odpowiedzieć, czy granit drobnoziarnisty spełnia wymagania i wykazuje cechy sprecyzowane ogólnie dla granitów regeneracyjnych przez Smulikowskiego (1958).

Temperaturę głównego etapu krystalizacji magmy określono na podstawie rozkładu sodu pomiędzy plagioklazem i współwystępującym skaleniem potasowym (termometr dwuskalenio-owy) i odczytano z wykresów Bartha (1968), Iiyamy (1966) oraz Perczuka-Riabczikowa (1968). Konieczne przy tym analizy chemiczne (skrótowe) zostały wykonane w Laboratorium Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego przez H. Siągłę oraz I. Głądałę (tabela 1).

Autorzy niniejszej pracy chcieli zatem przez zbadanie jednej skały osiągnąć trzy cele: a) ustalić kryteria pozwalające odcyfrować sekwencję wiekową kontaktujących granitów, b) sprawdzić, czy w inwentarzu skalnym masywu znajduje się też granit regeneracyjny, i c) ustalić, czy pluton karkonoski jest plutonem wielokrotnym czy też złożonym.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Dane do niniejszej pracy zebrano w skałe położonej około 3 km na południe od Janowic Wielkich, nad prawym brzegiem najznacniejszego, bezimiennego, lewobrzeżnego dopływu potoku Janówki. Kilkadziesiąt metrów na NE od rozważanego tu obiektu zaznacza się malownicza skalica zwana Skalnym Mostem, z kilkoma interesującymi skrajnie trudnymi drogami wspinaczkowymi (Kolankowski 1971). W interesującej nas skałe nad brzegiem potoku odsłania się kontakt dwóch granitów. W dolnej części, na długości około 50 m i wysokości maksymalnie do 10 m odsłania się fragment kopuły granitu drobnoziarnisto-porfirowatego. Nagromadzenie dużych skałeni nad antyformą (fig. 2), jak się zdaje, sugeruje, że przynajmniej część z nich może nie być pra-

kryształami, ale powstała wskutek krystalizacji na miejscu. Wyżej odsłania się granit gruboziarnisto-porfirowaty, który w skałce osiąga miąższość około 7–10 m. Granit górny tworzy nad granitem drobnoziarnistym okap, wysunięty poza podstawę o 2–3 m, dzięki czemu cała skała robi wrażenie otwartego na zachód schronu. Był on też wykorzystywany, jak wieść gminna niesie, w czasie wojny trzydziestoletniej w pierwszej połowie XVII w. jako ostoja okolicznej ludności. Na mapie turystycznej Karkonoszy skała ta nazwana jest „Piecem”.

Granit zasadniczo średnioziarnisto-porfirowaty, budujący górną część omawianego odsłonięcia, jest masywną, szarą skałą o strukturze porfirowatej. Oprócz megakryształów skałeni i skałeni

Tabela 1. Analizy chemiczne skrócone (zawartość procentowa oraz temperatury krystalizacji skaleni z granitów)
Chemical analyses and crystallization temperatures of feldspars of the granites

	Nr próbki – sample no.									
	1		2		3		4		5	
	skaleń pota- sowy K feld- spar	plagio- klaz plagio- clase	skaleń pota- sowy K feld- spar	plagio- klaz plagio- clase	skaleń pota- sowy K feld- spar	plagio- klaz plagio- clase	skaleń pota- sowy K feld- spar	plagio- klaz plagio- clase	skaleń pota- sowy K feld- spar	plagio- klaz plagio- clase
SiO ₂	64,90	65,05	65,35	63,24	66,58	68,86	66,92	65,18	69,71	68,81
Al ₂ O ₃	18,59	21,68	18,78	21,22	17,76	17,94	16,58	20,58	17,08	18,12
TiO ₂	0,16	0,18	0,31	0,42	0,12	0,36	0,48	0,29	0,36	0,49
Fe ₂ O ₃ *	0,58	1,34	0,56	0,50	0,86	0,65	2,74	1,77	1,95	0,80
CaO	0,27	2,38	0,40	3,03	0,61	1,71	0,40	1,76	0,46	1,70
MgO	0,39	0,57	0,19	0,26	—	0,34	0,44	—	0,22	0,09
Na ₂ O	4,45	6,37	4,24	6,42	4,01	5,59	3,39	5,86	3,08	5,09
K ₂ O	9,70	1,41	9,88	1,39	9,36	2,83	8,56	3,94	6,04	3,55
	0,18	0,63	0,25	0,72	0,21	0,82	0,38	0,93	0,70	0,55
%Ab	39,63	82,04	38,04	82,58	37,99	84,81	36,16	85,04	42,17	83,63
K _T	0,483		0,461		0,448		0,425		0,504	
Na	0,314	0,728	0,300	0,735	0,299	0,766	0,284	0,769	0,338	0,749
Na + Ca	0,627		0,656		0,532		0,507		0,492	
T _k , °C	643		633		626		612		652	
T _k ', °C	720		690		600		580		700	
T _k ''', °C	740		700		830		900		900	

* W analizie całe żelazo przeliczono na trójwartościowe.

In the analysis the whole amount of Fe is treated as Fe⁺⁺⁺.

Analizy chemiczne (skrócone) oraz temperatury krystalizacji skaleni z granitów skały „Piec”.

Chemical analyses and crystallization temperatures of feldspars of the granites of the crag “Piec” (Stove).

$$K_T = \frac{\% \text{ mol. Ab w skaleniu alkalicznym}}{\% \text{ mol. Ab w plagioklazie}} \left(\frac{\% \text{ mol. Ab in alkali feldspar}}{\% \text{ mol. Ab in plagioclase}} \right)$$

T_k' – temperatury krystalizacji odczytane z diagramu Bartha (1968) (crystallization temperature according the Barth's diagram).

T_k'' – temperatury krystalizacji odczytane z diagramu Perczuka-Riabczikowa (1968) (crystallization temperatures according the Perczuk-Riabczikow (1968) diagram).

T_k''' – temperatury krystalizacji odczytane z diagramu Iiyamy (1966) (crystallization temperatures according the Iiyama's diagram).

1 – próba granitu średnioziarnisto-porfirowego pobrana w odległości 30 m na S od kontaktu (the sample of medium-grained porphyreous granite, taken 30 m south of the contact surface).

2 – próba granitu średnioziarnisto-porfirowego pobrana w odległości 0.5 m na S od kontaktu (the sample of medium-grained porphyreous granite, taken 0.5 m south of the contact surface).

3 – próba granitu drobnoziarnisto-porfirowego pobrana z kontaktu (the sample of fine-grained porphyreous granite, taken from the contact).

4 – próba granitu drobnoziarnisto-porfirowego, pobrana w odległości 0.1 m na N od kontaktu (the sample of fine-grained porphyreous granite, taken 0.1 m north of the contact surface).

5 – próba granitu drobnoziarnisto-porfirowego pobrana w odległości 1.1 m na N od kontaktu (the sample of fine-grained porphyreous granite taken 1.1 m north of the contact surface).

należących do tła, występują z rzadka skalenie o pośrednich wielkościach. Duże, parucentymetrowej średnicy tabliczkowe megakryształy skaleni są różowe bądź kremowożółte. Skalenie różowe osiągają średnice do 7 cm, a kremowożółte nie

przekraczają 3 cm. Ksenomorficzne skalenie należące do tła mają średnice 1–2 mm, rzadziej do 5 mm. Biotyt, niezbyt obfity poza smugami szlirowymi, osiąga rozmiary 1–5 mm, średnio około 2–3 mm. Ziarna kwarcu, najczęściej okrągławe, o

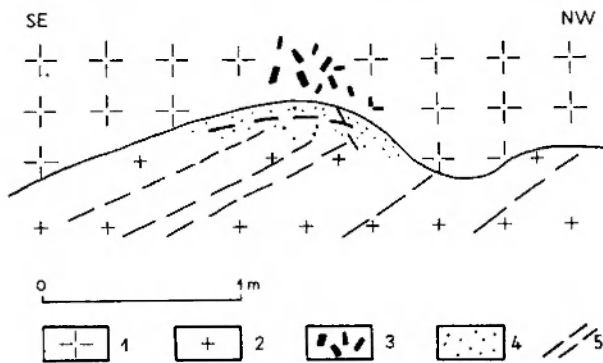


Fig. 2. Relacje spękań umiarkowanie nachylonych do powierzchni kontaktu granitów. 1 – granit średnioziarnisty porfirowaty; 2 – granit drobnoziarnisto-porfirowaty; 3 – nagromadzenie megakryształów skaleni; 4 – aplit; 5 – spękania

Relation between the low inclined joints and the contact surface of the two types of granites. 1 – medium-grained porphyritic granite; 2 – fine-grained porphyritic granite; 3 – accumulation of feldspar phenocrysts; 4 – aplit; 5 – joints

średnicy 1–2 mm, niekiedy tworzą agregaty o średnicy 5–10 mm.

Skaleń potasowy, zarówno automorficznych megakryształów, jak i interstycjalnych lub poikilitowych kryształów średnioziarnistego „tła” skalnego, jest płamiście wygaszającym mikroklinem, z rzadką tylko wykształcającym charakterystyczną kratkę bliźniaczą. Z reguły jest on mikropertytem, przy czym w większości ziarn wykształciły się dwa systemy przerostów albitowych: wzajemnie równoległe, subtelne wrzecionka właściwych pertytów z odmieszania oraz nieregularne, grubsze smugi i wstęgi albitowo zbliźnionych pertytów infiltracyjnych. Z przejawami metasomatozy sodowej związana jest przypuszczalnie również krystalizacja bardzo drobnoziarnistego, neogenicznego albitu, obrastającego ziarna fenokryształów skaleniowych, w pojedynczych wypadkach także zbliźnionego i delikatnie zmyrmekityzowanego. Specyficzny rodzaj pertytów tworzą szlirowate skupienia substancji albitowej oraz kwarcu myrmekitowego w obrębie niektórych skaleni, stanowiące najprawdopodobniej ostatnią pozostałość po zresorbowanych wyrostkach plagioklazów.

Tabliczkowe plagioklasy, najczęściej oligoklasy o zawartości około 20% An, z rzadką ujawniają prostą budowę pasową. Jądro, zazwyczaj silnie zmienione, o zawartości około 23% An, niekiedy całkowicie wypełnione zwartym agregatem sercytu z podrzędnymi, drobnymi grudkami mineralów grupy epidotu, otacza wąska, zewnętrzna obwódka albitowa, zawierająca około 10%

drobiny anortytowej. Są one zazwyczaj polisyntetycznie zbliźnionym według prawa albitowego, rzadziej pojawiają się prążki peryklinowe lub sprzężone zbliźnionienia karlsbadzko-albitowe. Stosunkowo nieliczne plagioklasy uległy myrmekityzacji, która w tej skale była procesem dwuetapowym. Starszy myrmekit przedmikroklinowy pojawia się jako myrmekit strefowy w brzeźnych partiach tabliczek oraz jako myrmekit wyspowy w postaci izolowanych wrostków w skaleniu potasowym. Tę generację reprezentują też przypuszczalnie pojedyncze, pasmowe nagromadzenia kanalików kwarcowych, wykształcone w pobliżu granicy jądra i obwódki w plagioklazach o budowie zonalnej. Wydłużone, pasmowe skupienia delikatnych kropelek i buławek kwarcu myrmekitowego, wykształcone w najbardziej zewnętrznej części albitowej obwódki tych plagioklazów należą do drugiej, pomikroklinowej generacji, reprezentowanej również przez rzadkie myrmekity w neogenicznym albitcie, obrastającym sąsiadujące fenokryształy skaleni potasowych.

Kwarc jest najpospolitszym składnikiem mineralnym granitu porfirowatego i pojawia się w kilku generacjach. Najstarszą reprezentują drobne, okrągławe kwarcie zawarte w poikilitowych skaleniach potasowych, młodszą częściowo automorficzne, większe ziarna „spojone” interstycjalnie wykształconym skalieniem potasowym, a najmłodszą duże, spękane, faliście wygaszające, wybitnie ksenomorficzne ziarna tego minerału, zamykające w swoim wnętrzu oprócz fragmentów wszystkich pozostałych składników mineralnych skały także wrostki mikropertytu mikroklinowego.

Beładnie rozsiany w skale gruboblastkowy biotyt, o wyraźnym pleochroizmie: α – słomkowożółta, γ – ciemnobrunatna, z lekko zielonkawymi odcieniami, lokalnie tworzy kilkublastkowe agregaty. Na granicy pertytów infiltracyjnych z albitem wykształca charakterystyczne struktury daktylitowe. Proces chlorytazacji biotytu, związany z obfitym wydzielaniem wtórnych tlenków żelaza, zleukoksenizowanego tytanitu bądź saganitowego rutyłu oraz drobnych grudek mineralów grupy epidotu, jest zjawiskiem powszechnym. Pierwotne wrostki w ciemnej micy tworzą allanit i cyrkon, otoczone rozległymi polami pleochroicznymi. Te dwa minerały akcesoryczne, niekiedy o pokroju wyraźnie automorficznym i budowie pasowej, podobnie jak i regularne kryształy tlenków żelaza, występują również jako wrostki w obu rodzajach skaleni.

W bardzo podrzędnych ilościach pojawia się

w skale muskowitz, w pojedynczych wypadkach tworząc równoległe zrosty z biotytem. Najczęściej jednak spotykany jest w postaci drobnych, postrzępionych blaszek w obrębie agregatów serycytowych w jądrach plagioklazów.

Pojawiające się lokalnie w niektórych blaszkach biotytyowych niewielkie strefy załomowe, podobnie jak i nieznaczne ugięcie lamel albitowych, pęknięcia i lekkie zrotowania rozsuniętych fragmentów tabliczek w plagioklazach, świadczą o późniejszych, mechanicznych odkształceniach skały.

W miarę zbliżania się do kontaktu z drobnoziarnistą odmianą granitu karkonoskiego, średnioziarnisto-porfirowaty granit z Janowic (próbki 1-3) nie zmienia w istotny sposób swojego składu mineralnego, struktury, ani wykształcenia poszczególnych składników. Identyczne jest również następstwo krystalizacji głównych minerałów skałotwórczych, przebieg i efekty reakcji syntetycznych. Wspólne są również procesy wtórnych przemian: chlorytazacji biotyty oraz zjawisko al-

bityzacji skaleni i związana z nimi krystalizacja neogenicznego albitu, a także późniejsze, mechaniczne deformacje skały.

Granit średnioziarnisto-porfirowaty jest zawsze silnie kwarcową odmianą leukokratycznych granitów właściwych (tabela 2, fig. 3), aczkolwiek w jego składzie mineralnym procentowa zawartość plagioklazów stopniowo wzrasta, a tym samym wyraźna początkowo (próba 1) dominacja skaleni alkalicznych nad skaleniami szeregu sodowo-wapniowego ulega zatarciu (próbki 2-3). Same zaś plagioklasy wykazują stopniowe zubożenie w drobinę anortytową.

W normalnym granicie średnioziarnisto-porfirowatym, z dala od kontaktu z odmianą drobnoziarnistą, jądra pasowych plagioklazów buduje oligoklaz o zawartości około 23-20% An, a ich obwódki albit z około 10% An. W plagioklazach partii przykontaktowych zawartość cząsteczki anortytowej spada do około 13,5-11% An w jądrze i około 7-8% An w zewnętrznej obwódce albitowej. Ponadto w kierunku kontaktu ze składem mineralnego granitu ubywają pewne minerały akcesoryczne, głównie reprezentanci grupy epidotytu (allanit).

Udział biotyty w budowie skały natomiast wykazuje pewną tendencję wzrostu idąc w kierunku kontaktu z granitem drobnoziarnistym. Objętościowa zawartość ciemnej miki w składzie mineralnym progresywnie wzrasta (tabela 3), aczkolwiek zmiany te są znikome i sam granit pozostaje nadal odmianą wybitnie leukokratyczną.

Tabela 2. Skład mineralny granitów (w % obj.)
The mineralogical composition of the granites (vol. %)

	1*	2	3	4	5
Kwarc	48,13	52,27	40,31	46,03	36,54
Quartz					
Skaleń potasowy	35,38	27,29	32,27	27,63	27,87
K-feldspar					
Plagioklaz	13,14	16,38	23,02	21,26	28,63
Plagioclase					
Myrmekit	0,21	0,29	0,29	0,16	0,32
Myrmekite					
Biotyt (lub chloryt)	1,84	2,64	2,79	3,92	5,74
Biotite or chlorite					
Muskowit	0,46	0,47	0,22	0,25	0,41
Muscovite					
Tlenki Fe	0,36	0,31	0,56	0,47	0,24
Fe oxides					
Tytanit (lub rutil)	0,13	0,12	0,19	0,06	0,08
Titante or rutile					
Cyrkon	0,12	0,11	0,26	0,17	0,12
Zircon					
Apatyt	0,09	0,07	0,09	0,05	0,05
Apatite					
Allanit	0,14	0,05	—	—	—
Allanite					
Q	49,80	54,48	42,17	48,49	39,27
A	36,61	28,45	33,75	29,11	29,96
Pl	13,59	17,07	24,08	22,40	30,77
M'	2,68	3,30	3,89	4,67	6,23
%Pl	26,96	37,26	41,42	43,34	50,39

* Lokalizacja próbek granitu jak w objaśnieniach do tabeli 1.

The location of samples (1-5) as in the Tab. 1.

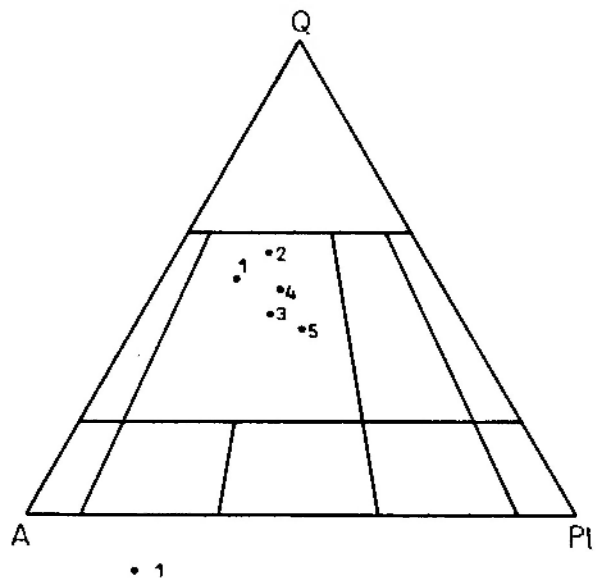


Fig. 3. Położenie punktów projekcyjnych (1-5) dwu granitów ze skały „Piec” na trójkącie klasyfikacyjnym IUGS

The analyses of five samples of granites plotted against the IUGS classification triangle

Tabela 3. Średnie wymiary ziarn minerałów głównych w granitach
Mean diameters of main crystals in the granites

	Nr próby – sample no.									
	1*		2		3		4		5	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
Pierwsza seria pomiarów The first series of measurements										
Kwarc – Quartz	28	1,71	38	0,89	118	0,51	159	0,69	116	0,78
Skaleń potasowy – K-feldspar	22	2,85	48	1,40	98	0,87	114	1,05	75	1,11
Plagioklaz – Plagioclase	22	1,31	41	0,67	101	0,47	142	0,55	123	0,65
Biotyt – Biotite	55	0,45	25	0,23	43	0,18	95	0,21	68	0,30
Druga seria pomiarów The second series of measurements										
Kwarc – Quartz	221	0,94	201	0,58	146	0,45	190	0,37	222	0,47
Skaleń potasowy – K-feldspar	178	1,40	140	0,71	124	0,55	128	0,58	179	0,59
Plagioklaz – Plagioclase	163	0,79	146	0,43	113	0,39	134	0,31	247	0,38
Biotyt – Biotite	98	0,29	113	0,19	89	0,11	33	0,14	146	0,17

* Miejsca pobrania próbek – patrz objaśnienia do tabeli 1. – The location of samples (1–5) as in the Tab. 1.

A – liczba pomierzonych ziaren – the number of grains measured.

B – średnia średnica ziarn w milimetrach – mean diameter of the grains.

Jedyna zmiana, wyraźnie dostrzegalna nawet w skali mezoskopowej, zaznacza się stopniowym zmniejszeniem rozmiarów ziarn mineralnych (tabela 3) w miarę zbliżania się do kontaktu z granitem drobnoziarnistym-porfirawatym. Dotyczy ona zarówno rozmiarów fenokryształów, jak i pozostałych składników budujących średnioziarniste, hipidiomorficzne „tło” skalne.

Wydaje się również, że w partiach przykontaktowych granitów porfirowatych średnioziarnistych liczniej niż w położonych odeń z dala pojawiają się w skale niewielkie domeny o wyraźnie drobnoziarnisto-poligonalnej strukturze.

Można zatem zryzykować przypuszczenie, że kontakt między granitem średnioziarnisto-porfirawatym a granitem drobnoziarnisto-porfirawatym (aplitowym) nie jest przypadkowy, ale jest starą strefą graniczną czy przygraniczną granitu średnioziarnistego-porfirowatego, która wyraźnie wpłynęła na jego konsolidację. Pytaniem otwartym pozostaje, z jakimi skałami kontaktował granit średnioziarnisty porfirowaty w dobie intruzji i konsolidacji.

Granit drobnoziarnisty porfirowaty (aplitowy), dalej zwany w krótkości granitem drobnoziarnistym, tworzy dolną partię omawianego wystąpienia. Jest on skałą masywną, szarokremową, w której obrębie hipidiomorficzna mozaika drobnych (0,5 mm) ziarn stanowi od około 50 do 90⁰/₀. W tej mozaice tkwią większe kryształy

skaleni potasowych, osiągające rozmiary 2,5 do 3 cm, nieco mniejsze plagioklasy o średnicy 1,5 do 2 cm oraz okrągławe, a niekiedy automorficzne kryształy kwarcu o średnicy do 1 cm oraz pojedyncze płytki ciemnej miki o przekroju między 0,1 a 0,8 cm.

Zawartość minerałów barwnych w granicie drobnoziarnistym przewyższa graniczną dla odmian leukokratycznych wartość 5⁰/₀ (tabela 2), a zaznaczająca się w ich składzie mineralnym niemal idealna równowaga obu rodzajów skaleni powoduje, iż są one typowym reprezentantem „monzogranitowych” granitów właściwych.

Skaleń potasowy jest tu także mikropertytem mikroklinowym i zwykle wygasza nieznacznie ukośnie względem łupliwości 001 i 010, lecz jednorodnie i równomiernie na całej powierzchni przekroju; dużo rzadziej obserwuje się niespokojne, plamiste wygaszanie światła, a na charakterystyczną mikroklinową kratkę bliźniaczą nigdzie nie natrafiono. Mineral ten, jako jeden z najmłodszych składników skały, zwykle w swoim wnętrzu oprócz licznych zaokrąglonych kwarców (zgodnie wygaszających i dzięki temu przypominających przerosty mikropegmatytowe), zamyka także drobne blaszki obu lyszczyków, akcesoryczny apatyt, cyrkon, tlenki żelaza oraz plagioklasy i ich relikty (skupienia kwarcu myrmekitowego i plamiste nagromadzenia sercyty). Skaleń granitów aplitowych jest zawsze pertytem, o wyraźnie

zaznaczonej dominacji pertytów infiltracyjnych nad pertytami z odmieszania.

Drobne tabliczki plagioklazów częściej niż w odmianie porfirowatej średnioziarnistej ujawniają budowę pasową. Ich nie zmętniałe, świeże jądra zawierające około 10,0–11,5% An zazwyczaj otacza wąska warstwa przejściowa silnie zsercytyzowanego plagioklaz o zawartości około 8,2–9,5% An, a najbardziej zewnętrzną, nieprzeobrażoną obwódkę buduje albit około 6% An. Plagioklasy tła skalnego nie wykazujące budowy pasowej charakteryzuje natomiast zmienna zawartość drobiny anortytowej. Silnie zmienione, zsercytyzowane plagioklasy o niekompletnych, niewyraźnie odgraniczonych prążkach albitowych cechuje zawartość około 10% An, a świeże plagioklasy o ostrych, szerokich, jednakowej grubości, kompletnych lamelkach bliźniaczych, niekiedy delikatnie zmyrmekityzowane, buduje albit około 7% An. Obie grupy plagioklazów wyraźnie koroduje skałen potasowy oraz faliście wygaszający kwarc ksenomorficzny.

Błaszki biotyt cechuje pleochroizm o schemacie barw: α – żółtozielonkawa, γ – ciemno-brunatna, niemal czarna, z lekkim oliwkowym odcieniem. Poza bardzo drobnymi, okrągłymi wrostkami w obu skaleniach i kwarcu, ciemny łyśczyk jest prawie zawsze, przynajmniej częściowo, schlorityzowany, przy czym zarówno biotyt, jak i powstający jego kosztem pennin obfitują w pola pleochroiczne wokół wrostków cyrkonu, a w ich szczelinach łupliwości gromadzą się grudki wtórnych tlenków żelaza. Niekiedy jako wrostki w biotycie pojawiają się również apatyt i tytanit. W pojedynczych wypadkach biotyt (lub chloryt) tworzy równoległe zrosty z muskowitem.

Biała mika pojawia się w skale w ilościach akcesorycznych i tylko wyjątkowo tworzy samodzielne, większe blaszki, zazwyczaj pojawia się w formie wrostków w obu rodzajach skaleni i w kwarcu.

STRUKTURY KONTRAKCYJNE WYPEŁNIÓNE ŻYŁAMI

Aplity z omawianego wystąpienia są skałami masywnymi, drobnoziarnistymi, kremowoszarymi, o strukturze ocenionej makroskopowo jako holokrystaliczna, panksenomorficzna. Skały te nie były badane pod mikroskopem. Zwracają one na siebie uwagę ze względu na specyficzną pozycję w skale. Aplity występują albo na samym kontakcie między granitem średnioziarnisto-porfirowatym a granitem drobnoziarnistym, przy czym należą do granitu drobnoziarnistego, względnie też wystę-

Próbka granitu z bezpośredniego kontaktu obu odmian: porfirowatej średnioziarnistej i aplitowej (drobnoziarnisto-porfirowatej), (próbka 4), pobrana z północnej części wystąpienia, reprezentuje skałę o wyraźnie nierównoziarnistej strukturze. Większe, indywidualne ziarna kwarcu i obu skaleni tkwią w bardzo drobnoziarnistej mozaice, zbudowanej z izometrycznych, poligonalnych ziarn minerałów występujących skalotwórczo w obu odmianach granitu. Ze względu na nieznaczne różnice w procentowej zawartości obu rodzajów skaleni ($A = Pl$) skała ta należy również do „monzogranitowych”, a bliska wartości granicznej wskaźnik zawartości minerałów barwnych ($M' = 4,67$, tabela 2) plasuje ją na pograniczu właściwych i leukokratycznych odmian granitów. Wykazuje ona zatem pewne powinowactwo z odmianą drobnoziarnistą (aplitową). Od granitu średnioziarnisto-porfirowatego partii przykontaktowej różni ją nieco wyższa zawartość drobiny anortytowej w plagioklazach pasowych: około 17% An w jądrze i około 9% An w obwódce. Rzadko wykształconą, nie w pełni rozwiniętą, najbardziej zewnętrzną zonę cechuje zawartość około 6% An. Ta wyraźna „trójdzielność” budowy pasowych plagioklazów również wskazuje na pokrewieństwo z odmianą granitu drobnoziarnisto-porfirowatego (aplitowego), aczkolwiek same plagioklasy są wyraźnie zasobniejsze w cząsteczkę anortytową.

Skałen potasowy, podobnie jak i w pozostałych próbkach, jest również mikropertytem mikroklonowym, o wyraźniej zaznaczonej przewodzie ilościowej pertytów metasomatycznych nad pertytami z odmieszania. Lokalna krystalizacja drobnoziarnistego, neogenicznego albitu wzdłuż granic skaleni potasowych oraz jego myrmekityzacja wspólna z myrmekityzacją albitu pertytów infiltracyjnych jest cechą wspólną dla wszystkich odmian granitu.

W szerokiej na niecałe 1,5 m strefie przykontaktowej granitu drobnoziarnisto-porfirowatego. W przypadku, kiedy aplity rozdziela wspomniane dwa typy granitów, jego kontakt z granitem średnioziarnistym jest ostry (fig. 4). Aplity zaś występujące w strefie endokontaktu granitu drobnoziarnistego-porfirowatego tworzą często formy wydłużonych soczew o rozplyniętych konturach (fig. 4).

SPEKANIA

Na pierwszy rzut oka obserwatora uderza wielka obfitość spękań tnących dolną część skały zwanej „Piecem”, to znaczy część utworzoną przez granit droбноziarnisto-porfirowały. Górna część skały, utworzona przez gruboławicowy granit średnioziarnisto-porfirowały, jest prawie że od spękań wolna. Kierując się tym pierwszym wrażeniem można by sądzić, że granit dolny jest starszy, zdeformowany, na nim zaś zalega granit młodszy niezdeformowany lub słabo zdeformowany. Szczegółowe zestawienie poczynionych różnorodnych obserwacji ujawni jak bardzo ten pierwszy osąd był mylny.

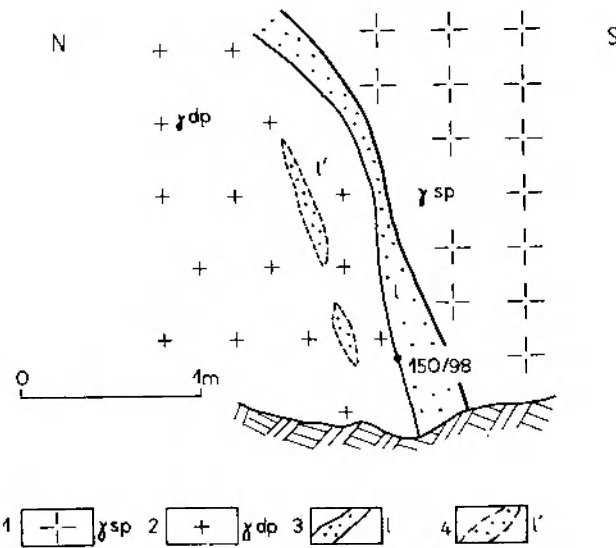


Fig. 4. Fragment południowo-zachodniej części skały „Piec”.
Objaśnienia jak na figurze 2
Sketch of the south-western part of the crag. Explanation as
in Figure 2

Spękania w granicie średnioziarnisto-porfirowałym, czyli w górnej części skały „Piec”, są bardzo rzadkie, przebiegają w odstępach kilkumetrowych i pozbawione są dostrzegalnych struktur na ich powierzchni. Poszczególne ławy granitu bez spękań poziomych osiągają miąższość 6 m, co jest rzadkością w Karkonoszach. Wobec ubóstwa materiału nadającego się do dalszej analizy, zdecydowano się na wykonanie diagramu (fig. 5) statystycznego, który charakteryzuje przynajmniej ich orientację przestrzenną.

Na diagramie odnoszącym się do granitu średnioziarnisto-porfirowałego (fig. 5A), jak i na diagramie charakteryzującym spękania granitu droбноziarnisto-porfirowałego (fig. 5B) podobne położenie zajmują spękania umiarkowanie nachylone, zapadające na SE. Nie są to spękania mło-

de, wywołane rozwojem morfologii, wręcz przeciwnie, zapadają one pod stok.

Spękania zaś przebiegające w obrębie granitu droбноziarnisto-porfirowałego zaznaczają się co kilkanaście czy kilkadziesiąt cm (co 0,1–0,5 m). Dotyczy to spękań zarówno umiarkowanie nachylonych, jak i stromych. Spękania umiarkowanie nachylone w granicie droбноziarnisto-porfirowałym przebiegają generalnie równoległe do po-

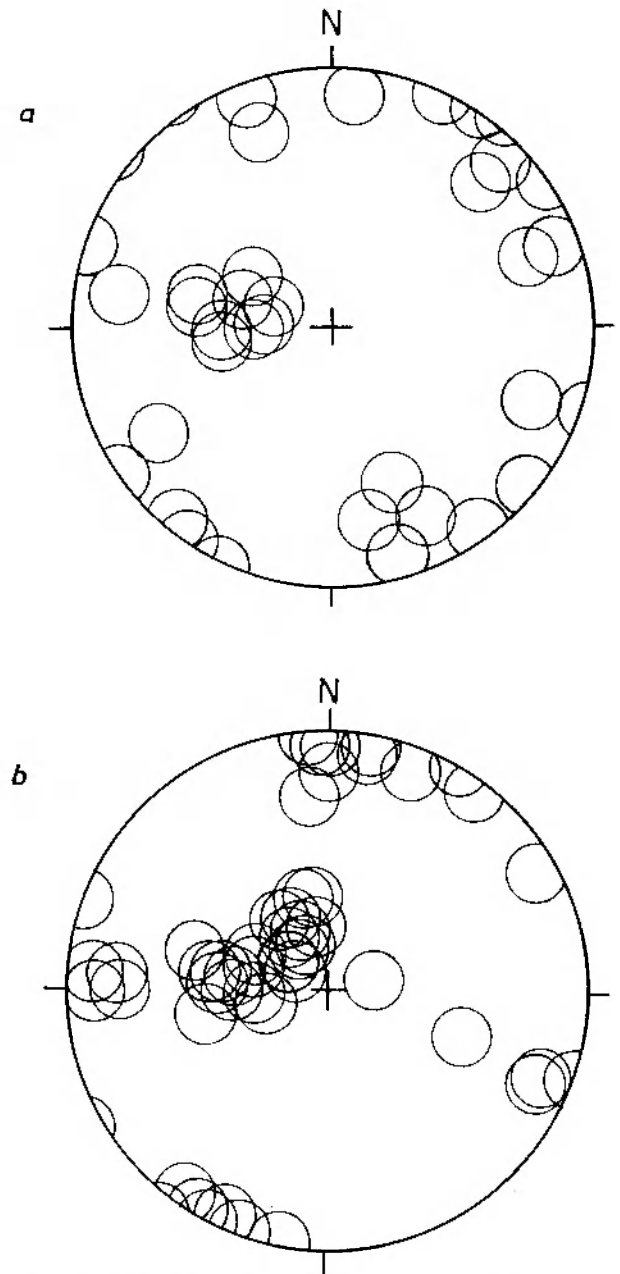


Fig. 5. Diagramy spękań. Dolna półkula. A – granit średnioziarnisto-porfirowały; B – granit droбноziarnisto-porfirowały

Joints diagrams. Lower hemisphere. A – medium-grained porphyreous granite. B – fine-grained porphyreous granite

wierzchni kontaktowej dwóch wspomnianych wyżej granitów (pl. I)

W centralnej części skały „Piec”, tam gdzie kontakt jest nieco sfalowany, spękania naśladują te dewiacje bardzo wiernie (pl. I, 2). W części południowej odsłonięcia, gdzie powierzchnia kontaktowa gwałtownie zmienia kąt swojego zapadu, spękania umiarkowanie nachylone, dotychczas dokładnie przyporządkowane powierzchni kontaktowej, ten kontakt porzucają i bez zmiany swego biegu czy zapadu wkraczają w domenę granitu średnioziarnisto-porfirowego (pl. I, 2). Część zaś spękań połączonych zanika przed osiągnięciem powierzchni kontaktowej.

Równie interesująco wygląda stosunek spękań połączonych do powierzchni kontaktowej dwóch typów granitu w północnej części skały. Powierzchnia kontaktowa tworzy tam niewielką antyformę i synformę (fig. 2). Spękania umiarkowanie nachylone dochodzą skośnie do kontaktu, ale go nie przekraczają. W obrębie antyformy, równoległe do jej przegubu w granicie drobnoziarnistym, pojawiają się lokalnie spękania, które można by nazwać pęknięciami podrzędnymi. Za spę-

kania pierwszorzędne uważa się zaś te, które są równoległe do generalnego przebiegu powierzchni kontaktowej i które opisano powyżej.

Dokładnie ponad przegubem wspomnianej antyformy, w obrębie granitu średnioziarnistego, zauważa się znaczne nagromadzenie dużych skałeni, które nie są jednak automorficzne. Wydają się one młodsze od pozostałych fenokryształów tkwiących w granicie średnioziarnistym.

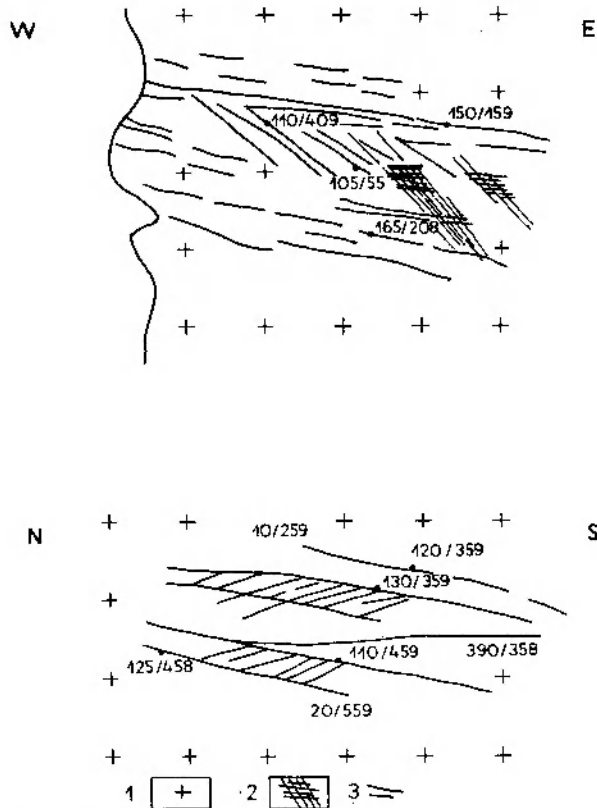


Fig. 6. Położenie spękań drugiego rzędu między spękaniami umiarkowanie nachylonymi. 1 – granit; 2 – kataklazyt; 3 – spękania

The orientation of the low inclined master joints and the second order joints. 1 – granite; 2 – cataclastite; 3 – joints

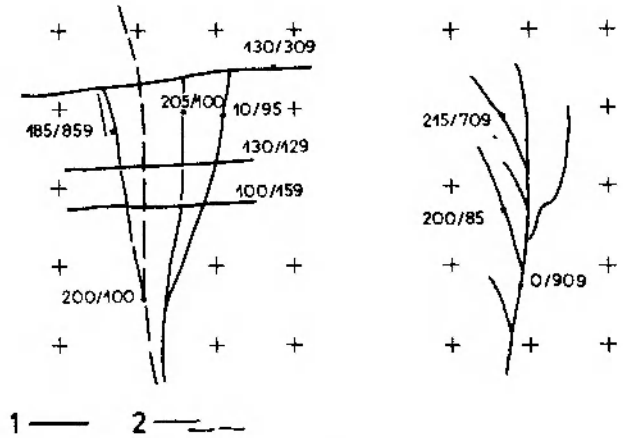


Fig. 7. Przykłady zaniku spękań pionowych. 1 – spękania starsze; 2 – spękania młodsze

Some examples of the fading out joints. 1 – older joints; 2 – younger joints

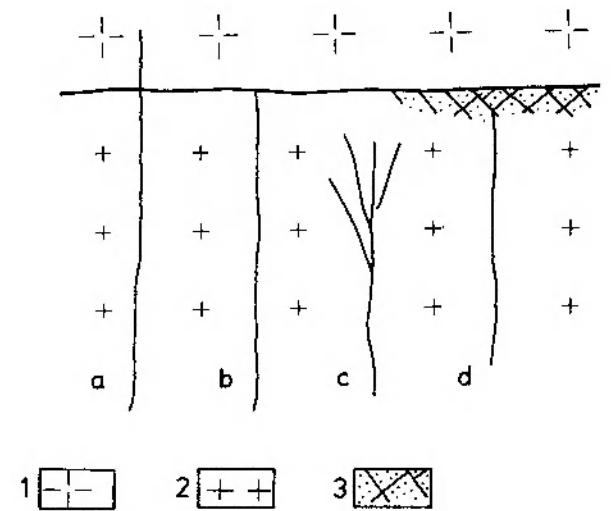


Fig. 8. Relacje spękań pionowych do powierzchni kontaktu granitów 1 – granit średnioziarnisto-porfirowy; 2 – granit drobnoziarnisto-porfirowy; 3 – apłit ze spękaniami diagonalnymi; a – spękania penetratywne; b – spękania niepenetratywne; c – spękania zakończone pękiem rozbieżnych szczelin; d – spękania przechodzące w szczeliny diagonalne
Relation of vertical joints to the interface of the two granites. 1 – the medium-grained porphyreous granite; 2 – fine-grained porphyreous granite; 3 – aplite with diagonal joints; a – penetrative joints; b – nonpenetrative joints; c – a joint passing into a fascicle of fractures; d – vertical joint terminated by a diagonal contractional joints

Pomiędzy równoległymi do siebie, umiarkowanie nachylonymi spękaniami pierwszorzędnymi dostrzega się gdzieś roje spękań skośnych, które mogą być traktowane jako spękania drugiego rzędu (second order; fig. 6). Ich pozycja geometryczna względem spękań pierwszorzędnych pozwala wnosić o zaistniałej kinetyce układu. Jedne z tych spękań wskazują na przemieszczenia mas skalnych ku zachodowi, inne na ruch o wergencji południowej.

Spękania zbliżone do pionu są w granicie drobnoziarnisto-porfirowatym kilkanaście razy częstsze niż w nadległym granicie średnioziarnisto-porfirowatym. Niektóre z tych spękań przechodzą z jednego granitu w drugi. Zazwyczaj

jednak spękania tnące granit drobnoziarnisty kończą swój przebieg po dojściu do kontaktu między wzmiankowanymi granitami albo też wygasają w miejscu, gdzie natrafiają na spękania diagonalne względem powierzchni kontaktowej (pl. II, 1). W niektórych przypadkach, a dotyczy to spękań pionowych o biegu W-E, przed dojściem do powierzchni kontaktowej spękania rozpadają się na pęk rozbieżnych krótkich spękań, sygnalizując w ten sposób wkroczenie w obszar o lokalnie odmiennym polu naprężeń (fig. 7). Różne przykłady zachowania się spękań pionowych względem powierzchni kontaktowej zobrazowano graficznie (fig. 8).

ZMIENNOŚĆ ROZMIARÓW MINERAŁÓW SKAŁOTWORCZYCH

Przy założeniu, że powierzchnia kontaktowa między dwoma wspomnianymi wyżej rodzajami granitów reprezentuje jednocześnie front chłodzenia, winna ona wpływać w mniej lub bardziej widoczny sposób na warunki krystalizacji minerałów. Z różnych cech minerałów, na które mogły wpływać warunki krystalizacji, najłatwiej dają się pomierzyć średnice kryształów. W tym celu prostopadle do kontaktu w różnej do niego odległości pobrano próby skalne z obu rodzajów

granitu, a następnie w szlifach cienkich pod mikroskopem mierzono średnice skaleni potasowych, plagioklazów, kwarców i biotytów. Pomiar przeprowadzono dwukrotnie. W pierwszej serii pomierzono w każdej próbie po kilkadziesiąt osobników z każdego rodzaju minerałów głównych. Przy wykonywaniu drugiej serii pomiarów starano się, by pomiarów tych uzyskać więcej, to znaczy od 100 do 150. Nie zawsze się to udało. Z uzyskanych pomiarów po uwzględnieniu współ-

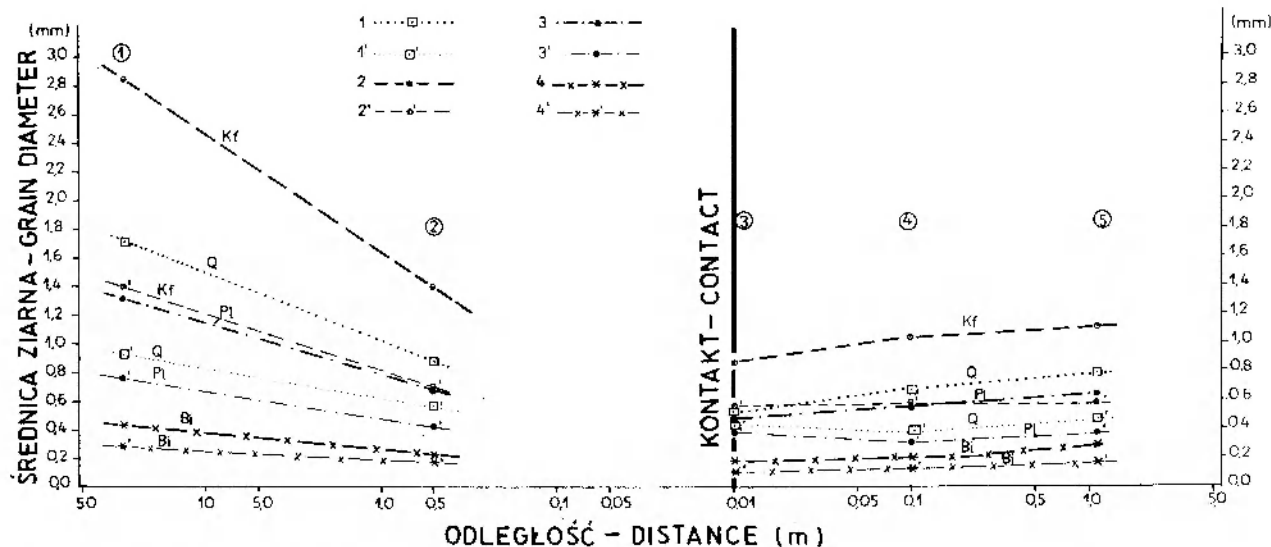


Fig. 9. Wykres zmienności średnic minerałów głównych w dwóch granitach w zależności od oddalenia od ich powierzchni kontaktowej. Skala pozioma logarytmiczna. Strona lewa – granit średnioziarnisto-porfirowaty, strona prawa – granit drobnoziarnisto-porfirowaty. Numeracja w kółkach odnosi się do numerów prób. Oznaczenia linii wykresów: 1, 1' – kwarc Q; 2, 2' – skałen potasowy Kf; 3, 3' – plagioklaz Pl; 4, 4' – biotyt Bi. 1–4 – pierwsza seria pomiarów; 1'–4' – druga seria pomiarów (por. tab. 2)

Diagram of the grain size variability as a function of the distance from the contact of two interfacing granites. Left side – medium-grained porphyrocrystic granite, right side – fine-grained porphyrocrystic granite. Numbers in circles – sample numbers. Designation of lines: 1, 1' – quartz Q; 2, 2' – K-feldspar Kf; 3, 3' – plagioclase Pl; 4, 4' – biotite Bi. 1–4 – the first series of measurements, 1'–4' – the second series of measurements (see also Tab. 2)

czynnika obiektywu wyliczono średnie średnice ziarn (średnie arytmetyczne) głównych minerałów skałotwórczych dla poszczególnych próbek. Wyniki pomiarów pierwszej i drugiej serii zamieszczono w tabeli 3.

Uzyskane w powyższy sposób wymiary średnie minerałów głównych granitu zestawiono na wykresie (fig. 9), gdzie na rzędnej przedstawiono średnice minerałów, a na odciętej odmierzone odległość próbki powierzchni kontaktowej. Zwraça się uwagę, że skała odciętej jest skalą dość szczególną, dwustronnie logarytmiczną. Znaczy to, że od punktu 0,01 m, którym jest kontakt, odległości zarówno w lewo, jak i w prawo zmieniają się wedle skali logarytmicznej. W ten sposób uzyskano rozciągnięcie obszaru przykontaktowego oraz przybliżenie próbki nr 1, którą pobrano około 30 m od kontaktu, z obrębu granitu średnioziarnistego-porfirowego.

Pomiarom pod mikroskopem poddano oczywiście tylko minerały tła skalnego. Fenokryształy nie były brane pod uwagę, tym bardziej że wedle badań Borkowskiej (1966) są one, jak się wydaje prakryształami, zatem niewiele można z nich wynioskować o krystalizacji, jaka się odbyła na miejscu. Największe wymiary pośród kryształów tła osiąga skałen potasowy, mniejsze są średnie wymiary kwarców, plagioklazów, a najmniejsze biotytów. Prawidło to obserwuje się w obu rodzajach badanych granitów. Krzywe zmienności średnic ziarna są dla poszczególnych grup minerałów bardzo do siebie podobne, najmniejsze średnice obserwuje się przy samym kontakcie. Najbardziej radykalne zmiany średnic zaznaczają się w obrębie od 0 do 20–30 cm od powierzchni kontaktowej. W dalszej odległości krzywa dąży do prostej poziomej, choć należy się zastrzec, że ten wniosek nie jest dostatecznie udokumentowany. Krzywe zmienności średnic są bardziej wyraźne dla minerałów o większych przekrojach, jak

to widać na przykładzie skałeni potasowych i kwarcu. Krzywe dla plagioklazów i biotytów nie są tak urozmaicone. Obraz ten przedstawia się zgoła odmiennie, gdy przeliczy się jak procentowo zwiększa się średnica minerałów głównych w miarę oddalania się od kontaktu, jeśli jako jednostkę uznamy średnice stwierdzone przy samym kontakcie. Okazuje się wtedy, że w odległości 1 m od kontaktu w obrębie granitu drobnoziarnistego-porfirowego średnice biotyty wzrosły o 66%, kwarców o 53%, plagioklazów o 38%, a najmniejszy przyrost średnicy stwierdzono w skałeniach potasowych – jedynie o 26%.

Na wykresie (fig. 9) wyraźnie widać, że średnice minerałów głównych, zgodnie z oczekiwaniami, są funkcją oddalenia od powierzchni kontaktowej. Zjawisko to zaznacza się zarówno wśród minerałów tworzących granit drobnoziarnisto-porfirowy, zajmujący na wykresie przestrzeń na prawo od powierzchni kontaktowej, jak i, co jest rzeczą zaskakującą, wśród kryształów składających się na granit średnioziarnisto-porfirowy, zajmujący lewą część wykresu.

Jest rzeczą zrozumiałą, że zmiany te zaznaczają się w granicie drobnoziarnisto-porfirowym. Granit ten, jak wynika ze stosunków geologicznych obserwowanych w innych miejscach masywu Karkonoszy, jest granitem najmłodszym. Jego magma uległa szybkiemu chłodzeniu przy kontaktach ze starszym granitem, co nie sprzyjało wykształceniu dużych kryształów. Dlaczego jednak w miarę jak zbliżamy się do kontaktu zmniejsza się również średnia średnica ziarna w granicie średnioziarnisto-porfirowym? Próba odpowiedzi na tę kwestię jest zawarta w części interpretacyjnej niniejszej pracy.

Byłoby z pewnością korzystne, gdyby zawarte w tym ustępie stwierdzenia były oparte na analizie większej liczby prób. Uwaga ta dotyczy szczególnie granitu średnioziarnisto-porfirowego.

ZMIENNOŚĆ TEMPERATUR KRYSTALIZACJI JAKO FUNKCJA ODDALENIA OD KONTAKTU

Dla oznaczenia temperatur krystalizacji granitu posłużono się dwuskaleniowym termometrem geologicznym, a same temperatury krystalizacji dla poszczególnych próbek obu odmian granitu odczytano z wykresów Bartha (1968), Iiyamy (1966) i Perczuka-Riabczikowa (1968). Metoda dwuskaleniowego termometru zasadza się na określeniu stosunku $Na/Na+K$ do $Na/Na+Ca$, w układzie plagioklaz/skałen K w stanie równowa-

gi, które przy założonym stałym ciśnieniu są zależne od temperatury krystalizacji obu skałeni. Co do stałości ciśnienia można mieć wątpliwości, ponieważ granity średnioziarnisto-porfirowe konsolidowały się dość głęboko, chyba na głębokości około 8 km (Mierzejewski 1985), a granity drobnoziarnisto-porfirowe raczej wyżej, zawierają bowiem bipiramidy heksagonalnego kwarcu, podobnie jak skały subwulkaniczne. Wydaje się,

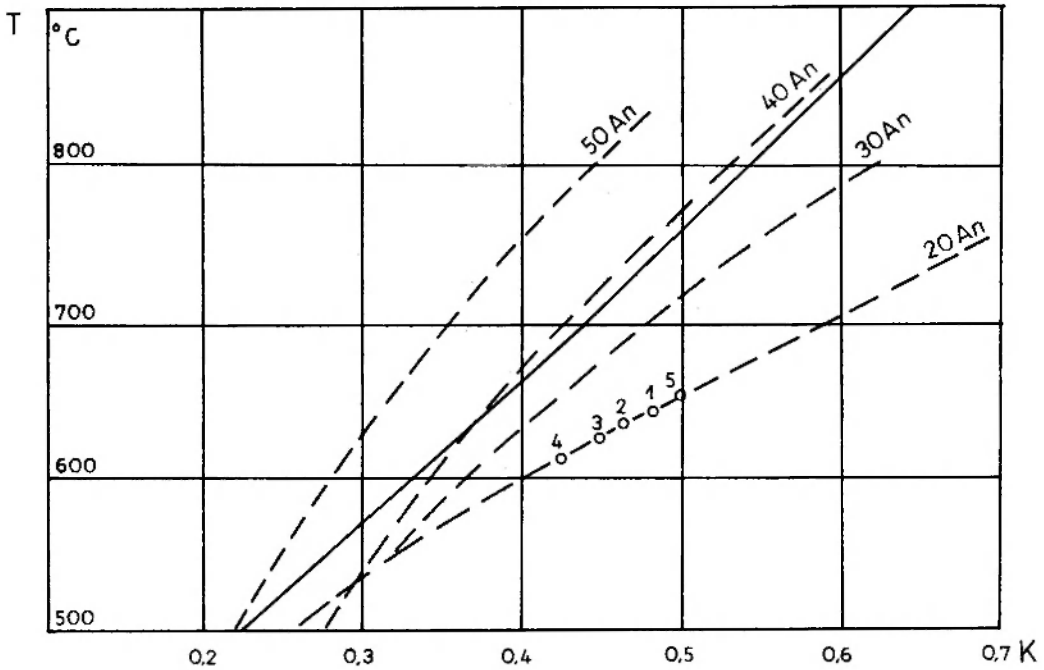


Fig. 10. Wyniki przeliczeń pięciu analiz (z tab. 1) rzutowane na wykres zależności składu skaleni od temperatury krystalizacji (według Bartha 1968). Położenie prób względem kontaktu jak na figurach 9 i 13

The analyses of five samples plotted in the diagram of the relation between the composition of feldspars and their crystallization temperature according to Barth (1968)

że lepsze przybliżenie uzyska się, jeśli temperatury krystalizacji granitów średnioziarnisto-porfirówatych określi się przy założeniu panującego ciśnienia w wysokości 2 kbar, a temperatury krystalizacji granitów drobnoziarnistych przy założeniu 1 kbar.

Druga wątpliwość, jaka nasuwa się przy obliczeniach temperatur, odnosi się do zawartości cząsteczki sodowej w skale. Prawidłowe jej ustalenie jest bardzo ważne, co wynika ze stosowanych wzorów do obliczeń temperatury krystalizacji. Tymczasem z amerykańskich badań nad dyfuzją jonów (*Geochemical transport and kinetics*) wynika, że najłatwiej właśnie dyfunduje jon Na. Można by się więc spodziewać, że po intruzji granitu drobnoziarnistego w granit średnioziarnisty na ten ostatni nałoży się przynajmniej w strefie przykontaktowej front albityzacji. Podwyższenie zawartości Na w plagioklazach objawiłoby się więc na diagramach (fig. 10-12) przesunięciem punktów projekcyjnych ku wyższym temperaturom. Aby ustrzec się przed takimi błędami metodycznymi, przejrano wszystkie szlify z badanych próbek skalnych, co pozwoliło stwierdzić, że albityzacja jest cechą odnoszącą się w takiej samej mierze do granitu drobnoziarnisto-porfirówatego, jak i do granitu średnioziarnisto-porfirówatego. Nie można powiedzieć, by partie przykontaktowe obu granitów były wzbogacone w

sód. Nie stwierdza się zatem dyfuzji Na od granitu drobnoziarnistego ku granitowi średnioziarnisto-porfirówatemu. Jeśli zatem niewątpliwie istniejąca albityzacja wpłynęła na wynik oznaczeń temperatury krystalizacji, to w równej mierze na każdą z prób. Zatem obliczone wartości, choć może nieco odmienne od rzeczywistych, są jednak porównywalne. Albityzacja mogła wpłynąć na

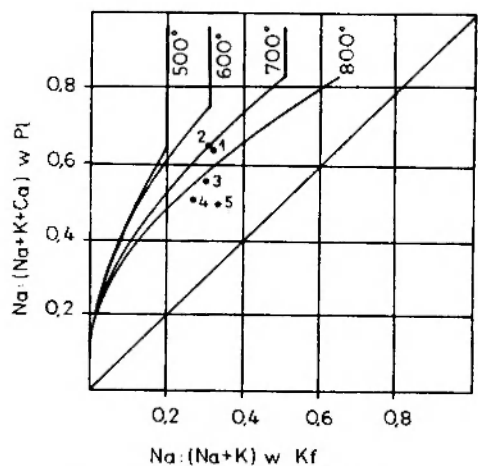


Fig. 11. Wyniki przeliczeń pięciu analiz (z tab. 1) rzutowane na wykres zależności składu skaleni od temperatury krystalizacji (według Iiyamy 1966). Położenie prób względem kontaktu jak na figurach 9 i 13

The analyses of five samples plotted in the Iiyama's (1966) diagram of the relation between the composition of feldspars and their crystallization temperature

przesunięcie w górę, ku wyższym temperaturom punktów projekcyjnych w układzie współrzędnych, ale nie zmieniła relacji tych punktów względem siebie.

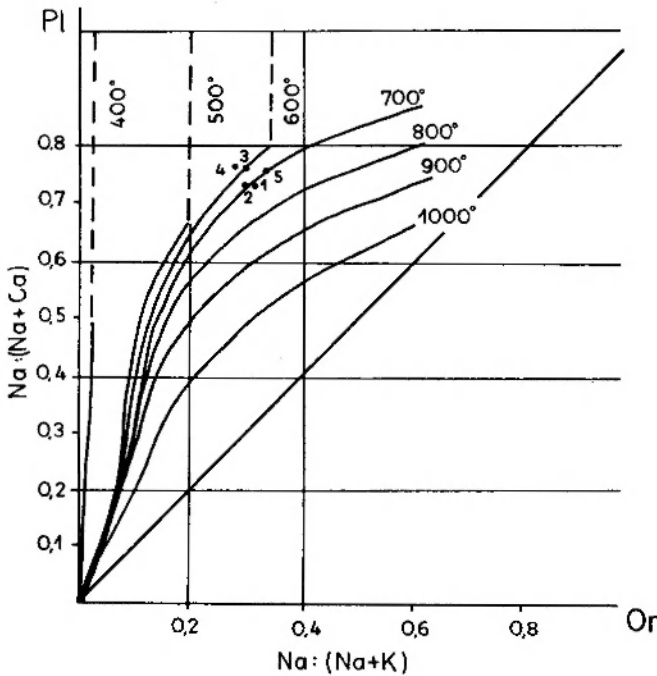


Fig. 12. Wyniki przeliczeń pięciu analiz (z tab. 1) rzutowane na wykres zależności składu skaleni od temperatury krystalizacji (według Perczuka-Riabczikowa 1970). Położenie prób względem kontaktu jak na figurach 9 i 13

The analyses of five samples plotted in the diagram of the relation between the composition of feldspars and their crystallization temperature according to Perczuk-Riabczikow (1970)

Próby do oznaczeń temperatury krystalizacji pobrano z północnej części skały „Piec” w odstępach względem kontaktu widocznych na figurze 13. Następnie w laboratorium próby poddano wytrawianiu w parach kwasu HF, a następnie barwiono za pomocą heksanitrokobaltanu sodu, aby przekonać się, które skalenie należą do plagioklazów, a które mają charakter potasowy. Następnie próbki zgniatano w dezintegratorze Grodzickiego-Matza. Z uzyskanej rozdrobnionej skały wybrano ziarna plagioklazów i skaleni potasowych, które poddano skróconej analizie chemicznej w Laboratorium Chemicznym Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Należy nadmienić, że przy wybieraniu okruszków skaleni potasowych i plagioklazów nie rozdzielono okruszków pochodzących z tła skalnego od okruszków pochodzących z rozkruszenia fenokryształów, a więc wyniki analiz chemicznych, a w dalszej kolejności oznaczenia temperatury krystalizacji są średnimi odnoszącymi się do ogółu skaleni. Wyniki analiz przedstawiono w tabeli 1.

Po wyliczeniu i naniesieniu otrzymanych wskaźników na diagram Bartha (1968) uzyskano temperatury krystalizacji zamykające się w przedziale 610° do 650°C. Na figurze 10 obrazującej diagram Bartha dość wyraźnie widać, że najwyższe temperatury krystalizacji uzyskano dla prób najbardziej odległych od kontaktu i to w obu rozważanych tu granitach. W miarę zbliżania się do kontaktu temperatury krystalizacji maleją w

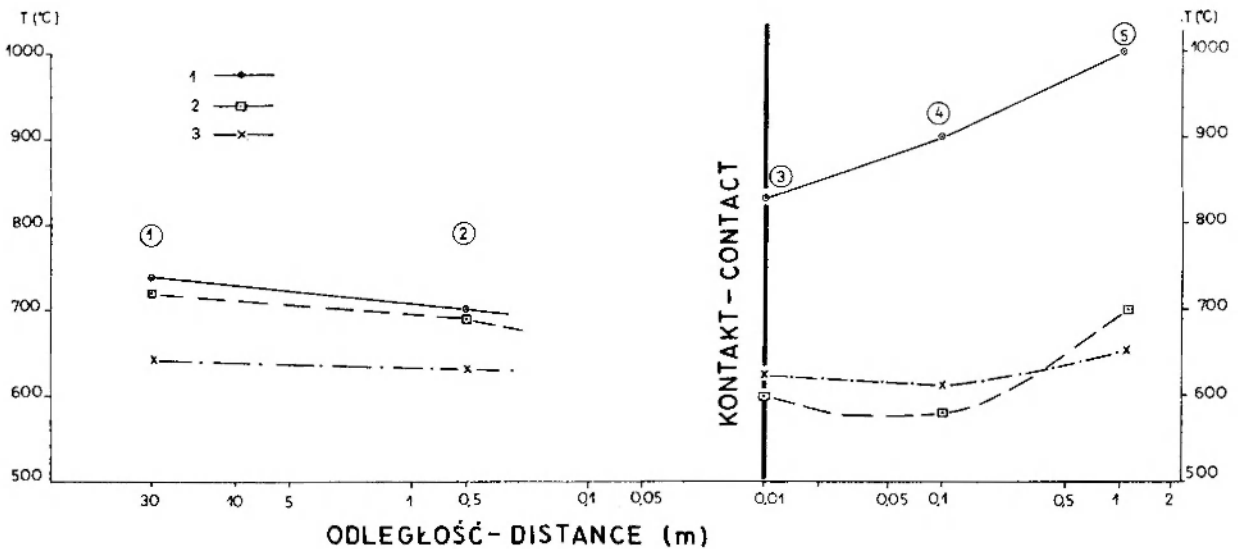


Fig. 13. Wykres zależności temperatury krystalizacji od odległości od kontaktu. Krzywa otrzymana według: 1 - sposobu Iiyamy (1966); 2 - sposobu Perczuka-Riabczikowa (1970); 3 - metody Bartha (1968). W kółkach numery prób

The crystallization temperature of feldspars as a function of the distance from the cooling surface (contact). The curve obtained after: 1 - Iiyama's procedure (1966); 2 - Perczuk-Riabczikow calculation (1966); 3 - Barth's method. Numbers in circles - sample numbers

obu sąsiadujących granitach. Wyjątkiem w tej sekwencji jest próbka 3, która ma nieco wyższą temperaturę krystalizacji niż próbka 4. Raczej należało się spodziewać, że najniższą temperaturę wykaże się w próbce nr 3. Być może, że różnica w temperaturach krystalizacji między próbką 3 i 4, wynosząca jedynie około 14°C (wg wykresu Bartha 1968) jest różnicą nieistotną, mieszczącą się jeszcze w błędach pomiarowych. Jest jeszcze inne tłumaczenie. Być może wzdłuż kontaktu nastąpiło szybsze odgazowanie niż w okolicy próbki 4 i stąd przy kontakcie stwierdzono temperatury nieco wyższe.

Jeszcze bardziej zrozumiale układają się wyniki pomiarów na diagramie Iiyamy (fig. 11). Obie próbki z granitu średnioziarnistego wykazały bardzo podobne temperatury krystalizacji w granicach $700\text{--}740^{\circ}\text{C}$. Znacznie wyższą i to aż o około 100°C była temperatura krystalizacji granitu drobnoziarnisto-porfirowego przy samym kontakcie (próbka nr 3) – 850°C , jeszcze wyższą temperaturę wykazała próbka nr 4 (900°C), najwyższą zaś temperaturę wykazała próbka najbardziej odległa od kontaktu w obrębie granitu drobnoziarnistego, to znaczy próbka nr 5. Jej temperaturę krystalizacji nawet trudno określić, ponieważ punkt projekcyjny dla tej próbki leży poza krzywymi wyznaczonymi przez Iiyamę. W przypadku gdyby dozwolona była ekstrapolacja poza krzywe Iiyamy, należałoby przyjąć, że temperatura krystalizacji próbki nr 5 była 1000°C , co jest oczywiście dla granitów temperaturą bardzo wysoką.

Przeliczone dane z analiz chemicznych rzutowano również na diagram równowagi fazowej w systemie plagioklaz–skałen potasowy, opracowany przez Perczuka-Riabczikowa (1968). Na tym diagramie uzyskano wyniki w sekwencji bardzo podobnej do tych, które wynikły z projekcji danych na diagram Bartha (1968), z tym że uzyskane różnice w temperaturze krystalizacji były znaczniejsze. Próbka nr 1 wykazała temperaturę krystalizacji powyżej 700°C , próbka nr 2 nieco poniżej 700°C (obie z granitu średnioziarnistego). W granicie zaś drobnoziarnisto-porfirowym próbka nr 3 pochodząca z samego kontaktu – nieco ponad 600°C , próbka nr 4 poniżej 600°C , próbka

nr 5 (1 m od kontaktu) krystalizowała przy 700°C .

Niezależnie więc od rodzaju stosowanych diagramów, czy to Bartha, czy Iiyamy, czy Perczuka-Riabczikowa, uzyskano potwierdzenie, że temperatura krystalizacji granitu jest zależna od odległości od kontaktu. Na diagramach, opartych na sposobach przeliczeń Bartha i Perczuka-Riabczikowa, pewne zakłócenie wprowadza temperatura wyliczona dla próby nr 4. Wedle przeliczeń Iiyamy trudności z próbą nr 4 znikają, również i jej przypisywane wartości układają się na krzywej rosnącej $T_k = f(l)$, gdzie:

T_k – temperatura krystalizacji granitu, l – odległość od kontaktu.

Zbyt mała liczba pomiarów w obrębie jednego rodzaju granitu nie pozwala na bliższe zbadanie otrzymanej krzywej i podanie jej ścisłego wzoru. Będzie to przedmiotem dalszych badań. Wstępnie można jedynie powiedzieć, że jest to funkcja logarytmiczna, która – jak się można spodziewać – będzie szybko zdążyła do asymptoty. Możliwe jest jednak podanie ogólnego równania zależności między odległością od powierzchni chłodzenia a temperaturą krystalizacji. Jak wielu zjawiskom w przyrodzie, zależności tej, jak się wydaje, odpowiada funkcja logarytmiczna typu:

$$T_k = \log [(a \cdot l) + 1] + C,$$

gdzie:

T_k – temperatura krystalizacji w dowolnym punkcie,

l – odległość tego punktu od kontaktu (powierzchni chłodzenia),

C – temperatura krystalizacji w miejscu kontaktu,

a – zmienna, określająca jak szybko krzywa zdąży do asymptoty.

W dalszych badaniach na innych przykładach magmowych ciał kontaktujących ze sobą być może uda się określić zakres zmienności tego współczynnika i od czego on zależy. Otwiera się tutaj szeroka droga nowych badań, pozwalających być może w przyszłości już nie tylko opisowo, ale ściśle wzorami ująć zjawiska chłodzenia ciał geologicznych.

ZAKOŃCZENIE I WNIOSKI

Kontakt dwóch granitów, średnioziarnisto-porfirowego i drobnoziarnisto-porfirowego przebadano: a) konwencjonalnymi sposobami petrograficznymi pod mikroskopem, b) określono

mikrometrycznie zmiany średnic głównych minerałów skałotwórczych, c) oznaczono w pięciu punktach, ułożonych na linii prostopadłej do powierzchni kontaktowej, temperatury krystalizacji

magmy, używając do tego celu termometru dwuskaleniowego, d) opisano położenie struktur kontrakcyjnych wypełnionych żyłami aplitowymi oraz e) przeprowadzono analizę spękań skalnych.

Wyżej wymienione pięciorakie badania przeprowadzono nie tylko w celu określenia następstwa wiekowego granitów występujących w skale zwanej „Piec”, ale także, aby przetestować dostępne metody możliwe do zastosowania w tym celu i wyselekcjonować te, które będą dawały jednoznaczne wyniki, a jednocześnie będą szybkie i tanie w zastosowaniu przy kartowaniu masów plutonicznych. Zajmijmy się w pierwszej kolejności tym aspektem przedstawionych badań. Przy tej okazji poruszone będą jeszcze inne, jak się wydaje, bardzo ciekawe konsekwencje przeprowadzonych obserwacji.

Same badania mikroskopowe płytek cienkich z obrębu granitu średnioziarnisto-porfirowego, stanowiącego górną część opisaną skały, prowadzą do wniosku, że obecna powierzchnia kontaktowa nie jest przypadkową fugą w obrębie tego granitu, w którą wtargnął młodszy granit drobnoziarnisty. W miarę zbliżania się do kontaktu w granicie średnioziarnistym porfirowanym zaznacza się spadek zawartości cząsteczki wapniowej w jądrach plagioklazów. Czyżby to oznaczało, że zbliżamy się do jakiegoś niesprecyzowanego bliżej, jeszcze dawniejszego niż obecnie widać kontaktu tego granitu, czy jest to raczej zjawisko tylko lokalnego zróżnicowania w obrębie zasadniczo jednolitego ciała? Poza tym nie obserwuje się w granicie średnioziarnisto-porfirowym innych zjawisk endokontaktowych, jak chociażby szczelin kontrakcyjnych, aplitów itp. Zmienia się jednakowoż średnica ziarna minerałów głównych, które ku kontaktowi są drobniejsze (fig. 9). Na podstawie samego opisu petrograficznego oraz pomiarów zmienności średnic głównych minerałów skałotwórczych nie można wykluczyć, że granit średnioziarnisto-porfirowy jest tym poszukiwanym granitem młodszy.

Granit drobnoziarnisto-porfirowy, budujący dolną część omawianej skały, właściwie nie wykazuje zmienności co do jakości minerałów w miarę zbliżania się do kontaktu. Jedyna wyraźna zmiana dotyczy jego struktury, co wyraźnie widoczne jest na figurze 9.

Na podstawie więc samego opisu petrograficznego i pomiaru zmienności wielkości ziarna skalnego nie można w przypadku badanej skały ustalić, który z badanych granitów jest starszy, a który młodszy. Wiemy jednakowoż z innych badań, że granit drobnoziarnisty jest granitem

młodszy. Czymże zatem jest wywołana zmienność strukturalno-mineralogiczna w granicie średnioziarnistym? Raczej nie wydaje się możliwe, by granit średnioziarnisty jeszcze przed wniknięciem magmy macierzystej granitu drobnoziarnistego kontaktował w rozpatrywanym miejscu ze swą osłoną. Można się raczej domyślać, że intruzja granitu średnioziarnistego nie odbyła się w postaci jednej wielkiej masy niezróżnicowanej pasty, ale że to były kolejne iniekcje, wchodzące w luki kontrakcyjne takiego samego granitu, już częściowo skonsolidowanego. Podana wyżej myśl wymaga oczywiście sprawdzenia na szerokim materiale obserwacyjnym. Ma ona jednak tą zaletę, że wyjaśnia niektóre trudności mechanizmu intruzji wielkich mas plutonicznych.

Czyżby to była jakaś karkonoska osobliwość, jakaś modyfikacja mechanizmu intruzywnego, sugerowanego przez Myersa (1975) dla Coastal Batholith? Badacz ten przyjął, że kolejne iniekcje tej samej magmy wchodziły w przestrzeń przystropową batolitu, powstałą przez kolejne zapadanie się części jego wnętrza w procesie kotłowego zapadania (angielski termin “cauldron subsidence”). Mechanizm proponowany dla Karkonoszy, polegający na sukcesywnych iniekcjach w szczeliny kontrakcyjne wydaje się dużo prostszy i łatwiejszy do zaakceptowania. Omija bowiem trudności wiążące się z zagadnieniem przestrzeni, w jaką dokonują się wspomniane zapadania kotłowe. Poza tym, obserwacje dotyczące współczesnych wulkanów dowodzą, że są to raczej utwory długowieczne, w których produkcja lawy odbywa się pulsacyjnie. Dlaczegożby więc działalność plutoniczna miała być odmienna i miałyby odbywać się tylko jednorazowo, ale za to na olbrzymią skalę?

Po tej dygresji wróćmy do znaczenia przeprowadzonych badań dla oznaczenia kolejności wiekowej badanych obiektów skalnych.

Wyniki badań temperatury krystalicznej próbek granitu, pobranych wzdłuż jednej linii w różnych odległościach od powierzchni granicznej między omawianymi granitami, również nie dostarczyły przekonujących argumentów, który z granitów jest starszy. Krzywa zmian temperatury konsolidacji obniża się ku kontaktowi zarówno w przypadku jednego, jak i drugiego granitu, przy czym należy nadmienić, że dla granitu średnioziarnisto-porfirowego zmiany temperatury krystalizacji są oznaczone na zbyt małej liczbie próbek. Niemniej jednak tendencja opadania temperatury ku kontaktowi jest wyraźnie widoczna. Zwraca się uwagę, że na figurze 13 skala pozioma jest skalą logarytmiczną. Na normalnej skali

krzywoliniowy charakter zmian T_k byłby jeszcze wyraźniejszy.

Na diagramie Bartha (1968) i na podobnym diagramie Perczuka-Riabczikowa (1968) pewne zakłócenie wprowadza temperatura oznaczona dla próbki 3. Sądzi się, że tę dewiację mógł wprowadzić rozwój szczelinki kontrakcyjnej, która spowodowała szybsze odgazowanie okolicy próbki nr 3, co odbiło się na stwierdzonej temperaturze. Jest to jednakowoż tłumaczenie jedynie hipotetyczne, choć rzeczywiście w miejscu tym występuje wiele żyłek aplitowych. Trudność ta znika na diagramie Iiyamy (1966), gdzie wszystkie temperatury krystalizacji przedstawiają się jako wyraźnie zależne od odległości od powierzchni kontaktowej. Znowu jednak, jak i w poprzednich badaniach, nie sposób stwierdzić, który z granitów jest młodszy, a który starszy. Krzywe uzyskane dla obu granitów nachylają się ku kontaktowi. Przy okazji badań temperatury krystalizacji zastanowienie budzi bardzo wysoka temperatura krystalizacji próbek 4 i 5 z obrębu granitu drobnoziarnistego. Takich wysokich temperatur nie stwierdzono stosując przeliczenie Bartha i Perczuka-Riabczikowa. Temperatury uzyskane z wykresu Iiyamy (1966) mogą być wytłumaczone co najmniej na dwa sposoby. Można by przypuścić, że magma granitu drobnoziarnisto-porfirowego była sucha, być może nawet regeneracyjna. To przypuszczenie wymaga sprawdzenia na szerszym materiale obserwacyjnym. Nie znaczy to oczywiście, że podejrzewa się wszystkie granity drobnoziarniste Karkonoszy o tego rodzaju genezę. Wspomniane we wstępie obserwacje (Mierzejewski 1982) wskazują, że niektóre z tych granitów są brzeżnym produktem dyferencjacji granitów porfirowatych średnioziarnistych (centralnych w terminologii Borkowskiej, 1966). Udowodnienie regeneracyjnej natury granitu drobnoziarnistego miałyby wielkie konsekwencje odnośnie do problemu złożoności masywu karkonoskiego. Istnieje jednakowoż dużo prostsze tłumaczenie. Być może w czasie intruzji granitu drobnoziarnistego doszło do mniej lub bardziej gwałtownego rozładowania ciśnienia. Dekompresja oczywiście wpłynęła na znaczne podwyższenie temperatury krystalizacji.

Podany ogólny wzór na temperaturę krystalizacji w funkcji oddalenia od kontaktu, a w nim zmienna a , która została wprowadzona do wzoru, by otrzymywane konkretne krzywe z różnych badanych obiektów można było do tego wzoru dopasować, stwarza nadzieję że w przyszłości uda się dojść do uściślenia warunków, które dyktują

taki, a nie inny przebieg $T_k = f(l)$. Można sądzić, że o charakterze krzywej będzie decydować między innymi szczelność zbiornika z krystalizującą magmą, to znaczy o wielkości wprowadzonego do wzoru współczynnika a będzie decydować też szybkość oddawania składników lotnych przez konsolidującą się magmę.

Dość jednoznaczne wnioski wynikają z analizy szczelin kontrakcyjnych wypełnionych żyłami (fig. 4 i 14). Aplity występują jedynie w części endokontaktowej granitu drobnoziarnistego. Wskazują one raczej jednoznacznie na jego młodszy od granitu nadległego wiek.

Systemy szczelin tnące granity, które na pierwszym rzut oka zdawały się wskazywać na to, że granity występujące w dolnej partii skały zwanej „Piecem” są starsze, bo pocięte gęstą siecią szczelin niepenetratywnych względem nadległego granitu średnioziarnistego, po bliższym zbadaniu okazały też swą przydatność do ustalenia sek-

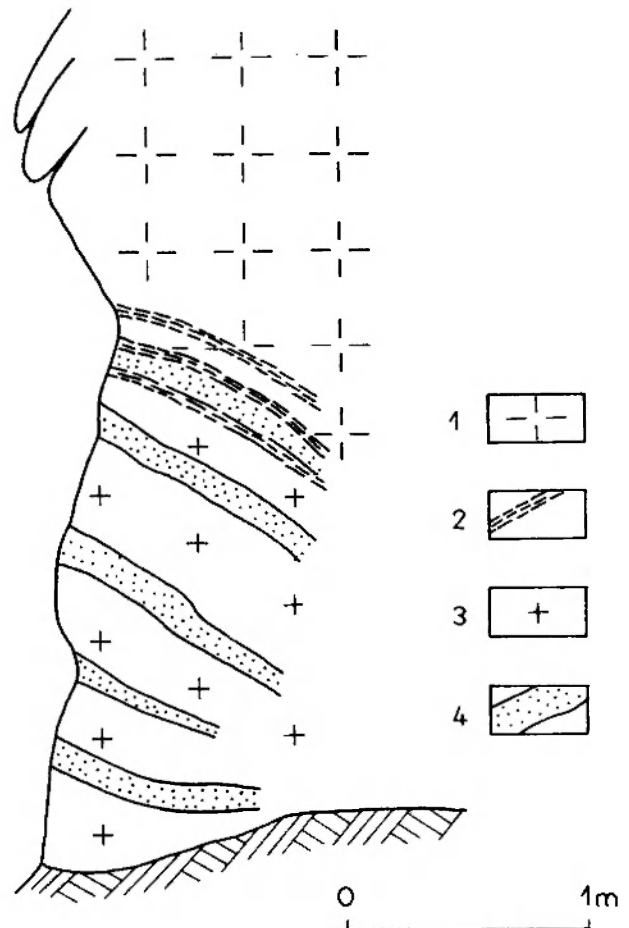


Fig. 14. Fragment północnej ściany skały „Piec”. 1 – granit średnioziarnisto-porfirowy; 2 – szliry biotytowe; 3 – granit drobnoziarnisto-porfirowy; 4 – aplity

Sketch of the north part of the crag. 1 – medium-grained porphyrocrystic granite; 2 – schlieren; 3 – fine-grained porphyrocrystic granite; 4 – aplite veins

wencji wiekowej procesów intruzywnych. Wynika to jasno z figury 8 i planszy II, 1 oraz z relacji spękań umiarkowanie połączonych względem kontaktu (fig. 2). Poza tym należy pamiętać, że granity drobnoziarniste, a ogólnie rzecz biorąc skały o drobniejszym ziarnie zazwyczaj wykazują gęstsza sieć spękań niż skały grubiej ziarniste. Ta reguła tłumaczy obraz widoczny w interesującej nas skale.

Można jednakże zadać sobie pytanie, dlaczego nie ma struktur kontrakcyjnych i odpowiednich spękań w granicie średnioziarnistym, który tu uznaje się za starszy, jeśli w nim również jest zapisana informacja o jeszcze dawniejszej strefie kontaktowej. Wytłumaczyć to można tym, że struktury kontrakcyjne wypełnione żyłami ograniczone są głównie do wąskiej strefy endokontaktowej. Tak jest przynajmniej w granicie drobnoziarnistym (dolnym). W granicie średnioziarnistym ta dawna strefa endokontaktowa została chyba zniszczona przez młodszą intruzję granitu drobnoziarnistego. W granicie średnioziarnistym udało się jeszcze odcyfrować zmienność średnicy ziarna, temperatur krystalizacji i zróżnicowanie chemi-

czne plagioklazów. Cechy te zaznaczają się bowiem w szerszej strefie niż struktury kontrakcyjne i dlatego nie uległy zatarciu czy zniszczeniu przez młodszą intruzję magmy.

Z punktu widzenia metodycznego największą zatem przydatność do rozszyfrowania sekwencji granitów wykazały struktury kontrakcyjne, a więc obecność żył w strefie endokontaktowej. Przydatne okazały się także spękania. Analiza temperatur krystalizacji, trudna do przeprowadzenia, nie dała jednoznacznej odpowiedzi. Podobnie nie dała odpowiedzi analiza mikrometryczna średnic ziarna oraz analiza zmienności petrograficznej.

Uprzejmie dziękujemy profesorowi P. Bankwitzowi oraz Pani E. Bankwitz z Institut für Physik der Erde Deutsche Akademie der Wissenschaften w Berlinie za owocną dyskusję przeprowadzoną w malowniczej scenerii skałek Rudaw Janowickich. Jesteśmy zobowiązani również dr. hab. Juliuszowi Teisseyre'owi, który przed laty zwrócił uwagę na badaną skałę, przeczuwając, że w niej zakodowane zostały interesujące procesy geologiczne.

Wrocław, marzec 1984 r.

LITERATURA

- BARTH T. F. W., 1968: Additional data for the two-feldspar geothermometer. *Lithos*, t. 1, no. 4.
- BERG G., 1941a: *Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Warmbrunn 1:25000*.
- 1941b: *Geologische Karte, Blatt Schreiberhau und Schnee-Gruben-Baude. 1:25000*.
- BORKOWSKA M., 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. *Petrographie du granite des Karkonosze. Geol. Sudetica*, vol. II.
- BUDDINGTON A. F., 1959: Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70.
- DRESCHER-KADEN F. K., 1948: *Die Feldspat-Quarz Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung*. Berlin.
- HARGRAVES R. B. (red.), 1980: *Physics of Magmatic Processes*. Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey.
- HOFMAN A. W., GILETTI B. J. (red.), 1974: *Geochemical Transport and Kinetics*. Carnegie Inst. of Washington, Publication 634.
- HOLMES A., 1966: *Principles of Physical Geology*. Thomas Nelson, London and Edinburgh.
- IYAMA J. T., 1966: Contribution à l'étude des équilibres subsolidus en système ternaire orthose-albite-anorthite à l'aide réactions d'échanges d'ions Na-K au contact d'une solution hydrothermale. *Bull. Soc. Franc. Minér. et Crystallogr.*, t. 89, no. 4.
- IKEDA Y., 1978: Intimate correlation in composition between granitic rocks in Japan. *J. Geol. Chicago*, 86, 2, s. 261-269.
- KLOMYNSKY J., 1969: Krkonoško-jizersky granitoidní masiv. *Das granitoides Massiv von Krkonoše und Jizerské Hory. Sbornik Geol. Ved, Řada G. sv. 15*. Praha.
- KOLANKOWSKI J., 1971: *Skalne drogi Sudetów Zachodnich. West Sudetes, the guide for climbers*. Wyd. Geol., Warszawa.
- KRYZA G., KUŚNIERZ A., MAJEROWICZ A., 1979: Cyrkony z granitoidów Karkonoszy oraz wschodniej części krystaliniku izerskiego. Zirconium from the Karkonosze granitoids and the granitoids of the Eastern part of the Iżera crystalline complex. *Acta Univ. Wratisl., no. 407, Pr. Geol. Miner. VII*.
- LIS J., 1971: Geochemia niektórych pierwiastków w granitoidowym masywie Karkonoszy. The geochemistry of certain elements in the Karkonosze granitoid massif. *Biul. Inst. Geol. nr. 224*.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1967: Tektonika granitu Karkonoszy. The tectonics of the Karkonosze granite, [w:] *Przewodnik do XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu*. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1982: *Mapa geologiczna Polski. Arkusz Szklarska Poręba 1:25000*. The geological map of Poland. The Szklarska Poręba quadrangle 1:25000. Wyd. Geol. Warszawa.
- 1985: Denudacja Prakarkonoszy w permo-karbonie i mezozoiku. Denudation of the Ancient Karkonosze Mts during Permo-Carboniferous and Mesozoic Era. *Geol. Sudetica*, vol. XX, 1.
- MIERZEJEWSKI M. P., MAJEROWICZ A., 1983: *Objaśnienia do ark. Szklarska Poręba 1:25000*. Comments to the geological map of Szklarska Poręba quadrangle. Wyd. Geol., Warszawa.

- MYERS J. S., 1975: Cauldron subsidence and fluidization mechanisms of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65, s. 1209-1220.
- PERCZUK L. L., 1970: *Rawnowiesija porodoobrazujuszczich minieralow*. Moskwa, 77-81.
- PITCHER W. S., 1975: On the rate of emplacement of batholiths. *J. Geol. Soc. London*, 131, s. 584-591.
- 1979: The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, s. 627-662.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. *Studia Geol. Pol.*, t. 1.
- WINKLER H. C. F., PLATEN v. H., 1961: Experimentale Gesteinsmetamorphose und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 24, H. 3/4.

A SEQUENCE OF TWO GRANITIC MASSES AND THEIR CRYSTALLIZATION TEMPERATURES IN THE ENDOCONTACTS

Michał Paweł MIERZEJEWSKI, Barbara WOJNAR

Institute of Geological Sciences, University of Wrocław
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław
ul. Powstańców 29/4, 41-100 Siemianowice

Summary

ABSTRACT. This study was undertaken in order to choose the best method of determining the sequence of various magmatic intrusions belonging to one massif. The object of our investigation, a crag with two interfacing types of granites lies on the territory of Karkonosze granitic massif.

The investigation referred to: 1) mineralogical variability, 2) changes in grain size, 3) variability in crystallization temperatures, 4) contractional structures and 5) joint pattern in both types of granite.

It was concluded that the contractional structures and the joint pattern are the most useful features allowing to ascertain the sequence of magmatic masses. A general formula for the temperature of magma crystallization, being a function of

the distance from contact, was drawn up. The contact between two kinds of granite was understood as a cooling surface. Two feldspars thermometer were used to determine the crystallization temperature, by three different methods of calculation (Figs 10-12). At one of the diagrams a very high crystallization temperature, exceeding 800°C, was stated; it concerned the fine-grained porphyreous granite. Such a high crystallization temperature may be explained in terms of the regenerative origin of the fine-grained porphyreous type of granite, or by assuming a rapid decrease of pressure at the time of crystallization.

A model for clearing up the space problem of an intrusion was suggested.

The contact of medium-grained porphyreous granite and fine-grained porphyreous granite was examined along five independent lines of investigations. These were: mineralogical changeability, grain size, crystallization temperatures, contractional features and joint pattern.

These investigations were performed in order to ascertain the sequence of intrusion processes as well as to find the quickest and most infallible method of studying cases of multiple intrusions. To master such methods it is important to prepare geological mapping, especially of the areas of multiple and composite granitic massifs.

The studied crag lies on the Western slope of the Rudawy Janowickie Mts in a valley 3 km south from the village Janowice Wielkie, on the territory of the Karkonosze granite massif, in the Sudetes. The lower part of the investigated crag is built of a fine-grained porphyreous granite, dissected by numerous vertical and low inclined joints. Above a semidome like contact occurs a medium-grained porphyreous granite with large feldspars, 3-4 cm in diameter. In the latter granite the cores of plagioclases get poorer in Ca toward the contact. Grain size changes in the same direction. At the contact the grain size is smaller than it is farther from it (Fig. 9). Beside those phenomena, signs characteristic of endocontacts, such as contractional fissures, aplitic veins et cetera are absent in this kind of granite.

In the lower part of the studied crag, in the domain of fine-grained porphyreous granite we found no signs of chemical composition changes indicative of the increasing distance from the contact. The only distinct change in mineralogy of this granite concerns the grain size, demonstrated in Figure 9. Therefore, on the basis of compositional changes in minerals and their diameters it can not be concluded which of the two granites is younger and which is older.

From the other lines of evidence we knew that the fine-

-grained porphyreous granite is the younger one, which will be presented in the following pages.

What happened then in the case of the crag here investigated? What is the reason for variations encountered in the medium-grained porphyreous granite? It is hard to believe that the medium-grained porphyreous granite, before being invaded by the fine-grained porphyreous granite, contacted with its metamorphic mantle in this place.

In order to explain these phenomena a model is assumed stating that the intrusion of medium-grained porphyreous granite did not happen as one bulk of mush, but rather as a pulses of the same magma, which filled and enlarged the contraction fissures, or contraction low pressure zones, which had existed in the previous portion of emplaced and cooled granite. The old contact zone which was created in this manner in the medium-grained porphyreous granite subsequently used as a channel for a younger intrusion of fine-grained porphyreous granite.

This model is a modification of the Myers (1975) model, elaborated for the Coastal Batholith in the Fortaleza Valley in Peru. This author adopted separate pulses of the same magma filling the space between the roof rocks and a subsiding cauldron. In the Rudawy Janowickie Mts territory, in our case, the granitic rocks are poorly exposed, being mainly covered by thick regolith. There are no features to indicate cauldron subsidence. Therefore, a model with the filled contraction low pressure zones or fissures seems more acceptable.

After the rather general considerations let us return to the facts. The investigation of crystallization temperatures does not give any definite answer to the problem viz. which granite is younger, and which is older. The crystallization temperatures decrease toward the contact (Fig. 10) in both kinds of granite. However, it must be mentioned, that there are only two points where the temperature of medium-grained

porphyreous granite crystallization were checked. Nevertheless, the decreasing tendency is visible (Figs 10–12). This phenomenon is better proved in the area of fine-grained porphyreous granite.

On the Barth's diagram (Fig. 10), and similar Perczuk-Riabczikow diagrams (Fig. 12) some disturbance is noticeable in the crystallization temperature of sample no. 3. It is possible that this disturbance is caused by the development of the contraction fissure, which had facilitated degassing in the vicinity of sample no. 3, and a consecutive higher temperature of consolidation in that place. Indeed, a fissure filled with aplite occurs near the point of location of sample no. 3 (Fig. 14).

These difficulties disappear in Iiyama's diagram (Fig. 11), where all of the stated crystallization temperatures are a distinct function of the distance from the contact surface. Surprisingly high is the crystallization temperature stated on Iiyama's diagram for samples no. 4 and 5, taken from the fine-grained porphyreous granite. Such high values are not visible on the Barth's and Perczuk-Riabczikow projection. This high crystallization temperature may be explained in two ways:

First, it can be assumed that the parent magma of the fine-grained porphyreous granite was dry or regenerative in nature. This supposition does not mean that all the fine-grained porphyreous granites of Rudawy Janowickie Mts and of Karkonosze Mts are of the same origin. In the other place, on the slope of Ploszczań hill, the first author of this paper (Mierzejewski 1982) stated that the fine-grained porphyreous granite is rather a marginal differentiation of a medium-grained porphyreous granite.

The problem, whether the regenerative granite does or does not exist in some areas has an important consequences for the Karkonosze massif. So far the paligenetic nature of the whole granitic massif has been accepted (Borkowska 1966). It must be mentioned that Smulikowski (1958) supposed some years ago, that the Karkonosze granite is of a paligenetic or regenerative origin. However, the high temperature of crystallization, stated for samples nos 4 and 5 may be explained in an easier way. It is possible, that during the intrusion of magma of the fine-grained porphyreous granite there occurred a rapid decrease of pressure. Such a decompression results, of course, in a high crystallization temperature.

A general equation was given for the values of crystallization temperatures of the magma, as a function of the

distance from the cooling surface (see p. 246). The coefficient a in this equation enables us to adopt this equation to various cases of crystallization curves. We hope that in future the coefficient a will be accurately determined and the circumstances which have a bearing on its value will be explained.

The contraction fissures are the best objects of studies for establishing the succession of the two interfacing plutonic bodies. In the case of the investigated crag, the aplitic veins which filled that type of fissures, occur only in an endocontact narrow band of fine-grained porphyreous granite. That phenomenon indicates that the latter granite is the younger one. The medium-grained porphyreous granite must, therefore, form the older intrusive body.

The joints intersecting the granites are numerous in the lower part of the crag. The majority of vertical joints are not penetrative in respect to the upper, medium-grained porphyreous granite (Pl. I, 1, 2). This allows to suppose that the lower part of granites is older than the upper one. However, following a closer examination, it becomes evident, that also the joints arrangements indicates that the lower granite is younger. That conclusion follows from Figure 8d. It can be seen that the vertical joints terminate at a system of diagonal joints, which are typical of endocontact of the fine-grained porphyreous granite. The same conclusion can be drawn from the relation of the low inclined joints to the contact surface (Fig. 2).

Besides, it must be mentioned (what is generally known), that as a rule by the same operating stress, the fine-grained rocks undergo much more intensive splitting than the coarse ones. That is the rule which explains the phenomenon in the examined crag.

One may ask, why there is no indication of contractional features or marginal fissures if the medium-grained porphyreous granite contains information about the old contact zone? Perhaps the explanation is that those old contractional features had been limited to the narrow border zone and then the zone was destroyed by the latter intrusion of fine-grained porphyreous magma. In the medium-grained porphyreous granite it was only possible to decipher the compositional variations in plagioclase cores, grain diameters and temperatures of consolidation, as a function of the distance from contact. Those features are noticeable in a broader zone than the contractional structures. Therefore, those features were not destroyed by the next intrusion.

CONCLUSIONS

From the methodical point of view, the most useful features to ascertain the succession of granites are contractional structures, i.e. the presence of veins in the endocontact zone. Second in importance is the usefulness of joint patterns. Studies of the variability of crystallization temperatures are very difficult as they need a good chemical laboratory, otherwise the obtained results are ambiguous. The same goes for the analysis of grains diameter and mineralogical changes. However, these three groups of studies has led to a new discovery that perhaps in the Karkonosze Mts pluton inside the medium-grained porphyreous granite two types of contacts there exist, the older and the younger one. The older contact was perhaps due to a special, newly postulated, mode of intrusion.

This does not exclude the possibility that the origin of

the Karkonosze massif is more complicated than has been accepted till now. Beside the paligenetic granite which creates the majority of the massif, there occurs, may be, the regenerative granite. In such a case the Karkonosze granites demonstrate not only multiple intrusions but also a complex igneous massif. This supposition needs to be, as yet, proved by further detailed investigations.

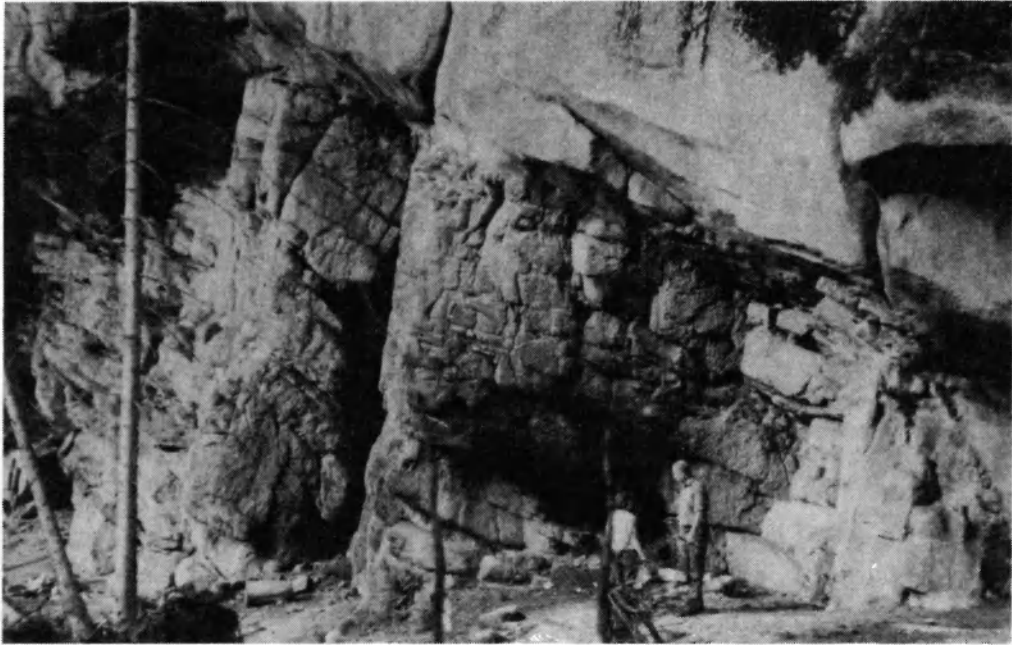
We are indebted to Prof. P. Bankwitz and Madame E. Bankwitz, of the Institut für Physik der Erde, Berlin, for the fruitful discussion that took place in the picturesque scenery of the rocky landscape in the Rudawy Janowickie Mts. We are also grateful to Dr Sc. Juliusz Teisseyre, who long ago drew our attention to the crag examined in this paper, and who had foreseen very interesting geological processes that are hidden there and should be recorded.

Wrocław, March 1984 *Translated by M. P. Mierzejewski*

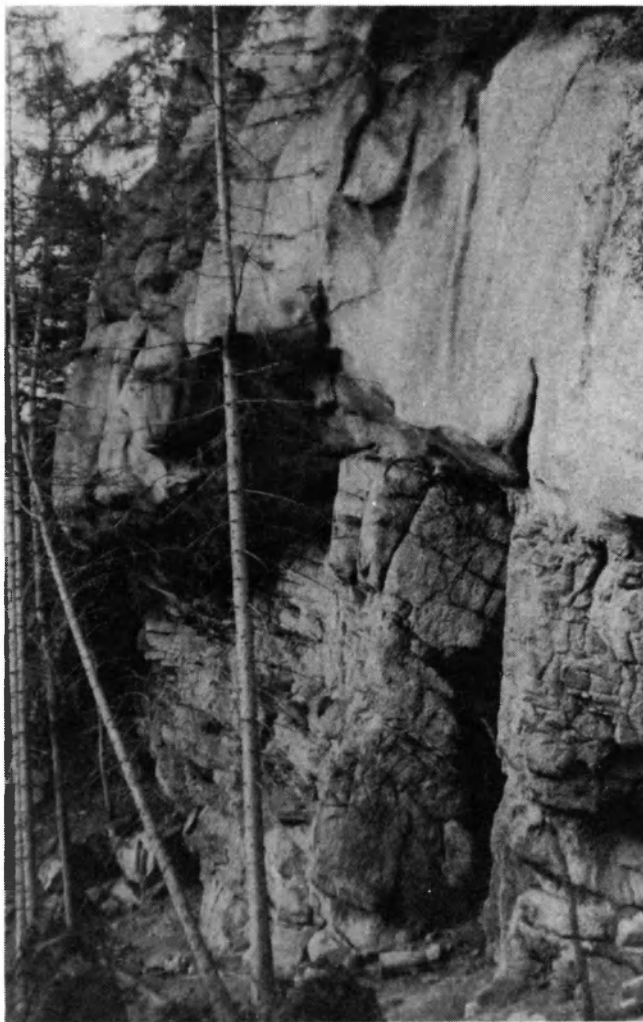
PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA – PLATE I

1. Ogólny widok na skałę „Piec”
The general view of the crag “Piec” (Stove)
2. Falista powierzchnia kontaktowa między granitem średnioziarnisto-porfirowatym w górze a granitem drobnoziarnisto-porfirowatym w dole
Wavy contact surface between the medium-grained porphyraceous granite (top), and the fine-grained porphyraceous granite (bottom)



1



2

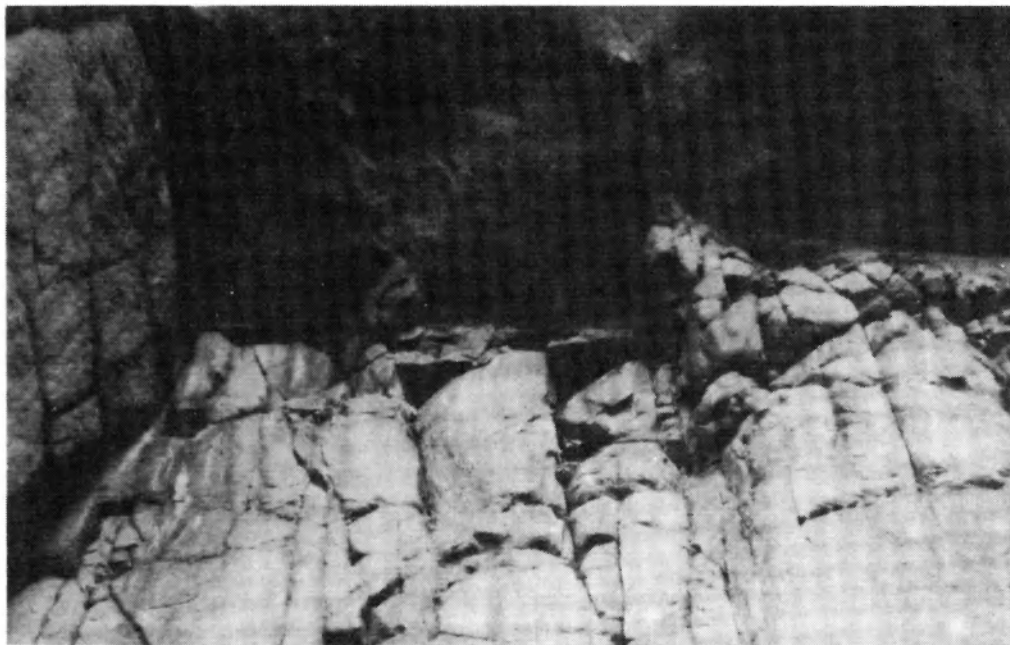
Michał Paweł MIERZEJEWSKI, Barbara WOJNAR — Problem następstwa wiekowego dwóch ciał granitowych i zmienność ich temperatury krystalizacji w skale z Janowic Wielkich w Rudawach Janowickich
A sequence of two granitic masses and their crystallization temperature at the endocontacts

PLANSZA II – PLATE II

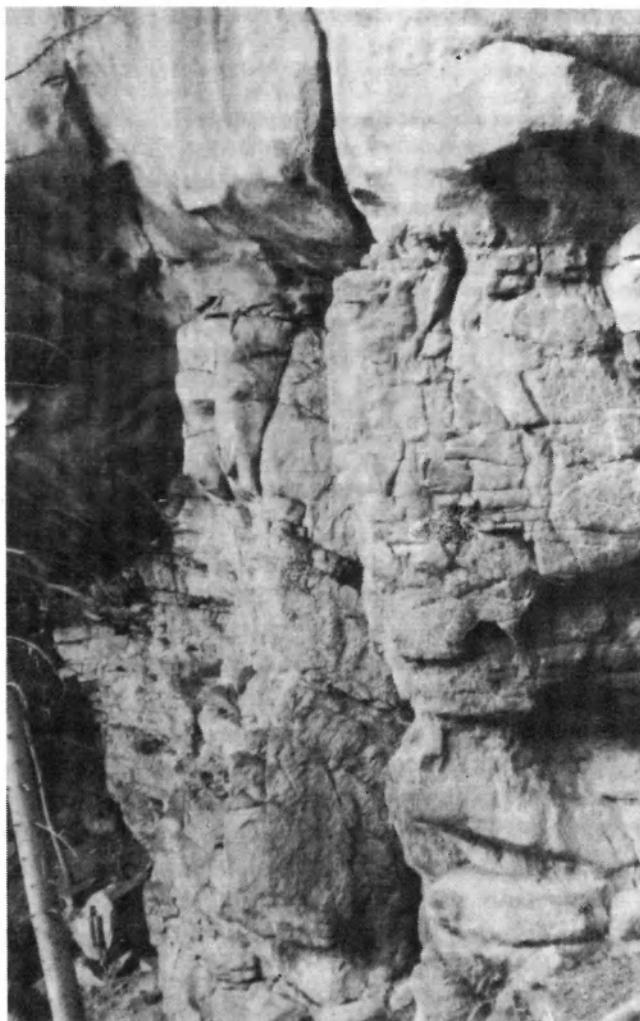
1. Fragment spągu granitu średnioziarnisto-porfirowatego. Większość spękań granitu drobnoziarnisto-porfirowatego (dół) nie przechodzi w granit nadległy. Z prawej, przy kontakcie liczne spękania diagonalne

A fragment of the bottom of the medium-grained porphyraceous granite. The majority of joints dissecting the fine-grained porphyraceous granite (bottom), are nonpenetrative in respect to the medium-grained porphyraceous granite (top). On the right side, near the contact, numerous diagonal joints

2. Nieregularne, gęste spękania w obrębie granitu drobnoziarnisto-porfirowatego
Irregular and numerous joints in the domain of the fine-grained porphyraceous granite



1



2

Michał Paweł MIERZEJEWSKI, Barbara WOJNAR – Problem następstwa wiekowego dwóch ciał granitowych i zmienność ich temperatury krystalizacji w skale z Janowic Wielkich w Rudawach Janowickich
A sequence of two granitic masses and their crystallization temperature at the endocontacts