

Helena DZIEDZIC<sup>1</sup>

## CIŚNIENIA I TEMPERATURY KRYSZALIZACJI GABR BRASZOWIC, BŁOK PRZEDSUDECKI<sup>2</sup>

P-T conditions of Braszowice gabbro crystallization  
(Fore Sudetic Block, SW Poland)

**Abstrakt.** Gabra Braszowic krystalizowały przy szerokim zakresie umiarkowanych ciśnień, 10-4 kb, odpowiadającym głębokościom 30 - 13 km. Krystalizujące gabra były zapewne podnoszone wraz z płaszczem w systemie wolno rozsuwanego ryftu. Klinopirokseny krystalizowały w temperaturach 1120 - 500°C, zaś pary amfibol-plagioklaz przy 858 - 526°C. Wraz z krystalizacją amfiboli wzrastało ciśnienie H<sub>2</sub>O, warunkując generację bardziej zasadowych plagioklazów. W temperaturze subsolidusu 765 - 500°C minerały gabr osiągały głównie równowagę składu chemicznego, a w strefach ścinania związanych z podnoszeniem gabr podlegały również dynamicznej rekryształizacji.

**Key words:** Ophiolite complex, mineral crystallization temperatures, slow and fast spreading centres, dynamic recrystallization

**Abstract.** The gabbroic rocks of Braszowice crystallized at moderate pressure of about 10-4 kb, i.e. at the depth of 30 - 13 km. During their crystallization the rocks ascended together with the mantle in the conditions of a slow-spreading rift. Clinopyroxenes crystallized in the temperature range of 1120 - 500°C, while amphibole-plagioclase pairs within an interval of 858 - 526°C. Water pressure was increasing together with amphibole crystallization conditioning generation of more basic plagioclases. At the subsolidus temperature of 765 - 500°C the gabbro minerals mainly underwent re-equilibration of the chemical composition and - in shear zones resulting from the uplift - also dynamic recrystallization.

### WSTĘP

Wokół wschodniej części bloku gnejsowego Gór Sowich usytuowane są wystąpienia skał ultrazasadowo-zasadowych (fig. 1). Należą do

<sup>1</sup> Instytut Nauk Geologicznych PAN, Zakład Geologii Sudetów, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław.

<sup>2</sup> Wpłynęło 18.05.1994, przyjęto do druku w marcu 1995.

nich: masyw grupy górskiej Ślęży na północy, masyw Braszowic-Brzeźnicy oraz Szklar w południowej i wschodniej części strefy dyslokacyjnej Niemczy oraz masyw noworudzki na zachodzie. Są one uważane za fragmenty kompleksu ofiolitowego (Dziedzic 1979, Majerowicz 1979, Borkowska 1985, Pin *et al.* 1988). Geofizyczne dane sugerują, że skały ultrazasadowo-zasadowe występują również pod północno-wschodnią oraz wschodnią częścią bloku sowiogórskiego (Znosko 1981). W strefie Niemczy, w okolicach Piławy i Zwróconej, poniżej utworów kenozoicznych nawiercono ostatnio ultrabazyty na głębokościach odpowiednio ok. 28 m i 32 m (Ciemniewska 1993).

Skały gabrowe i ich odpowiedniki metawulkaniczne, występujące wokół wschodniej części bloku Gór Sowich, o geochemicznych cechach skał typu N-MORB, uważane są za fragmenty skorupy oceanicznej rozległego górnodewońskiego oceanu, a ich wiek izotopowy określono metodą Sm-Nd na  $357 \pm 12$  mln lat. (Pin *et al.* 1988). Pin (*l.c.*) analizował również próbkę gabra z masywu Braszowic. Dane radiometryczne lokują ją na diagramie  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  względem  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  razem z bazytami Ślęży na dobrze zdefiniowanej prostej (MSWD=0,36), która zinterpretowana jako izochrona odpowiada wiekowi  $353 + 21$  mln lat, z  $\epsilon_{\text{Nd}}=8,78 \pm 0,14$ . Wiek ten może oznaczać końcowe przemieszczenie gabr Braszowic do płytkiego poziomu litosfery we wczesnym okresie waryscyjskim. Ostatnio Oliver *et al.* (1993) oznaczyli wiek U-Pb kilku cyrkonów z gabr Ślęży na  $420 \pm 12$  mln lat, lecz – jak sami autorzy zaznaczają – te nieliczne ziarna cyrkonu okazały się ubogie w Pb, co obniżyło dokładność oznaczeń.

## SYTUACJA GEOLOGICZNA

Skały gabrowe Braszowic tworzą środkową część kompleksu ofiolitowego występującego w południowej części strefy dyslokacyjnej Niemczy (fig. 1). Strefa ta jest uważana za fragment transformującego rozłamu Niemczy-Lądka (Dziedzic 1979, 1985). Dolny człon wymienionego kompleksu ofiolitowego obejmuje zserpentynizowane ultrabazyty z relikdami skał perydotytowych (Gunia 1992) masywu Braszowic-Brzeźnicy (fig. 2), zaś najwyższy, górny jest reprezentowany przez metatoleity (granulity hornblendowe i amfibolity) o cechach geochemicznych N-MORB i E-MORB (Dziedzic 1995), które pierwotnie tworzyły "rój" dajek w obrębie sąsiednich gnejsów sowiogórskich (Dziedzic 1979, 1989, Dziedzic, Kramer 1994). Ofiolity strefy Niemczy można porównać z podobnym kompleksem masywu Ślęży (Majerowicz 1979, Majerowicz, Pin 1994).

Gabro Braszowic odsłania się głównie na zboczach wzgórza Bukowczyk, na SW od Ząbkowic Śl., wylaniając się tu spod utworów kenozoicznych. Ku zachodowi gabro zapada pod serpentynity wzdłuż

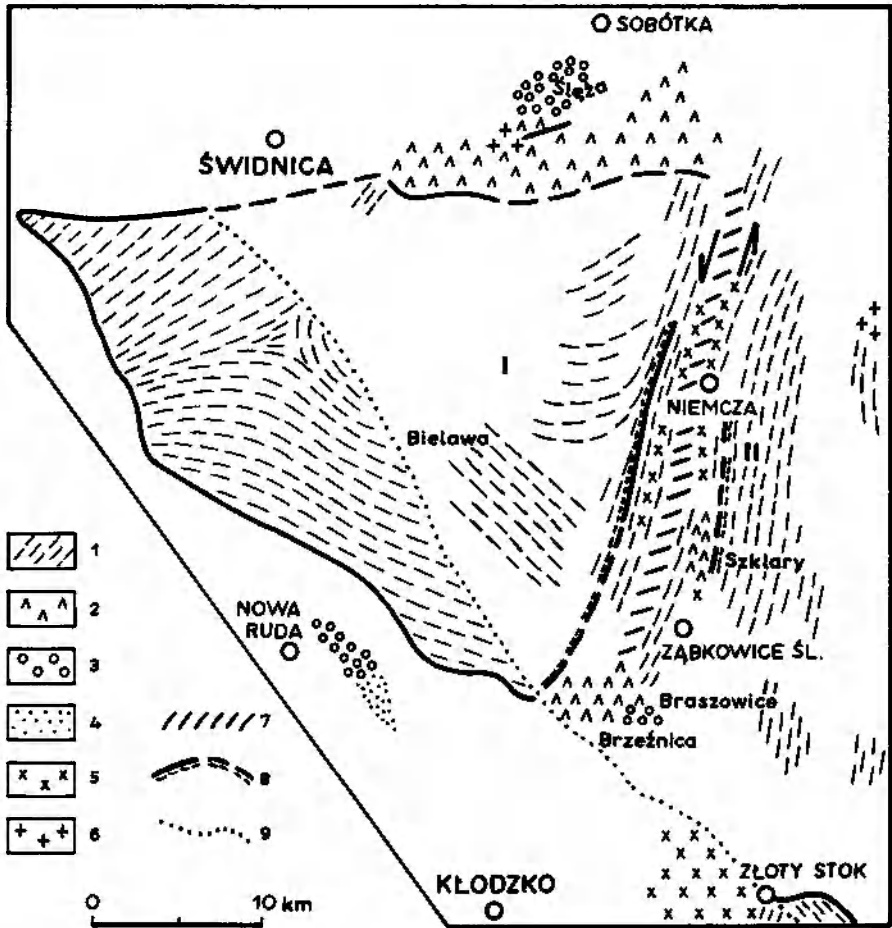
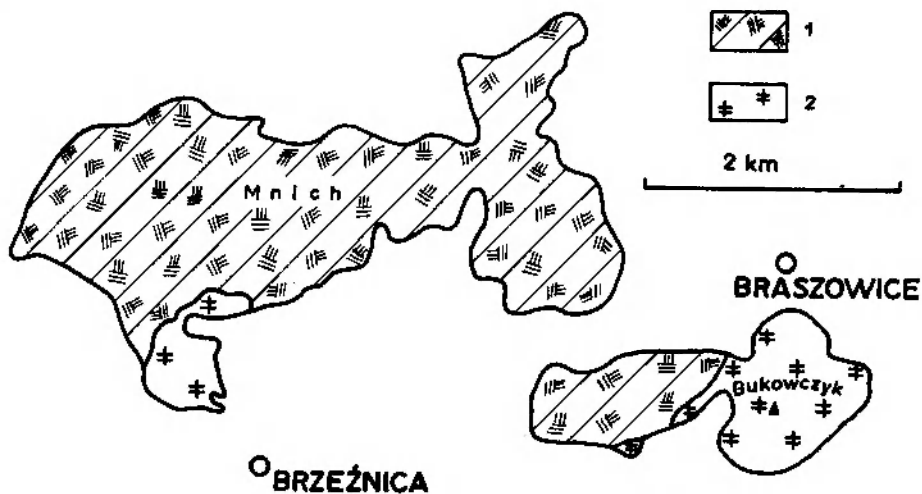


Fig. 1. Szkiecowa mapa geologiczna bloku przedsudeckiego i przyległej części Sudetów Środkowych. 1 – gnejsy i łupki metamorficzne, 2 – serpentynity, 3 – gabra, 4 – diabazy, 5 – późnokinematyczne granitoidy, 6 – postkinematyczne granity, 7 – strefa rozłamu transformującego Niemcza-Lądek, 8 – uskoki graniczne strefy Niemczy, 9 – sudecki uskoc brzeżny, I – gnejsy Gór Sowich, II – formacja łupków łyszczykowych Niemcza-Kamieniec Ząbkowicki

Geological sketch map of the Fore-Sudetic Block and adjacent part of the Middle Sudetes. 1 – gneisses and schists, 2 – serpentinites, 3 – gabbro, 4 – diabases, 5 – late-kinematic granitoids, 6 – postkinematic granites, 7 – Niemcza-Lądek transform fault, 8 – faults bounding the Niemcza Zone, 9 – marginal Sudetic fault, I – Góry Sowie gneisses, II – Niemcza-Kamieniec Ząbkowicki schists belt

granicy o kierunku NE-SW. Z poszukiwawczych otworów wiertniczych wynika, że na dużej przestrzeni na zachód od Bukowczyka występują wśród zserpentyzowanych perydotytów liczne przeławienia skał gabrowych. Drugim znanym wystąpieniem gabr jest odsłonięcie w oko-



**Fig. 2.** Mapa masywu ofiolitowego Braszowice-Brzeźnica (wg Finckha 1929). 1 – serpentynity, 2 – gabra

Map of the Braszowice-Brzeźnica ophiolite massif. 1 – serpentinites, 2 – gabbro (after Finckh 1929)

licy Brzeźnicy, na południowym stoku góry Mnich, gdzie od strony północnej znajduje się ono w bezpośrednim kontakcie z serpentynitami (fig. 2). Aplity gabrowe pochodzące z głównego ciała gabrowego i penetrujące serpentynity można tu prześledzić aż po szczytowe partie góry Mnich.

Gruboziarniste gabra są dominującym typem w czynnym kamieniołomie na wzgórzu Bukowczyk, natomiast w odsłonięciach po północnej stronie Bukowczyka, na stokach góry Mnich oraz w rdzeniach wiertniczych przeważają gabra średnio- i drobnoziarniste. W profilu rdzeni jednego z otworów wiertniczych stwierdzono trzy wkładki amfibolitów.

Litologiczne granice między odmianami gabra o różnej wielkości ziarn są ostre i wyraźne. Z wyjątkiem odsłonięcia w czynnym kamieniołomie na Bukowczyku, gdzie warstwowanie jest zbliżone do pionowego, w pozostałych odsłonięciach oraz w rdzeniach wiertniczych granice pierwotnego warstwowania magmowego są prawie poziome.

Gabra Braszowic złożone są z niebieskawobiałego plagioklaz, szarzielonkawego diallagu i zielonego amfibolu. Fenokryształy diallagu występują miejscami w drobnoziarnistych i średnioziarnistych odmianach gabr, co daje efekt struktury porfirowatej. Lokalnie gruboziarniste gabra mają strukturę ofitową. Tekstura gabr jest bezkierunkowa. Gabro gruboziarniste przechodzi lokalnie w gabro pegmatytowe. Miejscami w skałach gabrowych pojawiają się smugi jasnych skał skaleniowych.

W strefach ścinania obserwuje się w gabrach wyraźną laminację, smugowanie lub zgnejsowanie. Zwykle takim strefom towarzyszą wąskie (dochozące do 1 m i więcej) warstwy intensywnie złupkowanych amfibolitów tworzących się kosztem gabr. Wśród gabr zgnejsowanych lub złupkowanych obserwuje się pojedyncze budyni gabr szarych z zachowanymi teksturami bezkierunkowymi.

W strefach ścinania plagioklasy, pirokseny i amfibole uległy dynamicznej rekryształizacji (Dziedzic 1988). Jest ona przywiązana do struktur planarnych  $S_1$  i  $S_2$ , które przebiegają na ogół zgodnie ze strukturami tektonicznymi w łupkach metamorficznych strefy Niemczy. Strukturom tym towarzyszy też prawie pozioma lineacja o kierunku południkowym.

### DANE MINERALOGICZNE

Gabra Braszowic są bezoliwinowe i bogate w hornblendę. Na diagramie Pl-Hbl-Px występują w polach gabr piroksenowo-hornblendowych i gabr hornblendowych (Dziedzic 1989). Plagioklasy, pirokseny i hornblenda występują w zmiennych proporcjach ilościowych. Akcesorycznie, bardzo sporadycznie występuje magnetyt. Skład chemiczny głównych minerałów został oznaczony w pięciu próbkach, wyselekcjonowanych spośród gabr z czynnego kamieniołomu na Bukowczyku, na mikroanalizatorze rentgenowskim (AN 10/85S) sprzężonym z mikroskopem skanningowym JSM 840A, w Instytucie Nauk Geologicznych PAN.

**Plagioklasy** mają zarysy zróżnicowane; obok ziarn automorficznych występują hipautomorficzne oraz ksenomorficzne. Są zbliżone według prawa albitowego i peryklinowego, rzadziej albitowo-karlsbadzkiego. W gabrach o zaawansowanej deformacji znajdowano wygięte lamele albitowe, czasem przesunięte wzdłuż lamel peryklinowych. W próbkach z zachowanymi pierwotnymi teksturami magmowymi granice ziarn plagioklazów z minerałami maficznymi są ostre. Plagioklasy występują jako kryształy pojedyncze wśród minerałów maficznych lub też zgrupowane są w skupieniach kilku osobników. Lokalnie obserwuje się też w plagioklazach blisko brzegu małe wrostki klinopiroksenów i hornblendy, co sugeruje, że w zaawansowanym stadium krystalizacji minerały te krystalizowały jednocześnie.

Plagioklasy mają brzegi bardziej zasadowe aniżeli jądra (tab. 1). Zawartość An w jądrach wynosi ok. 58% (28 analiz), zaś na brzegach 63 - 84% (fig. 3). Inwersyjna budowa pasowa plagioklazów wskazuje na wzrost aktywności  $H_2O$  w późniejszym stadium ich krystalizacji, gdyż wraz ze wzrostem  $H_2O$  w stopie krystalizują człony bardziej zasadowe (Rutherford *et al.* 1985; Johnson, Rutherford 1989). Plagioklaz występujący w interstycjach (zob. fig. 3) ma skład taki jak brzeżne

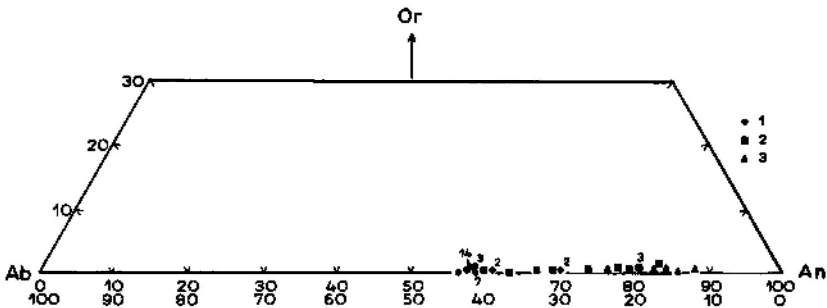


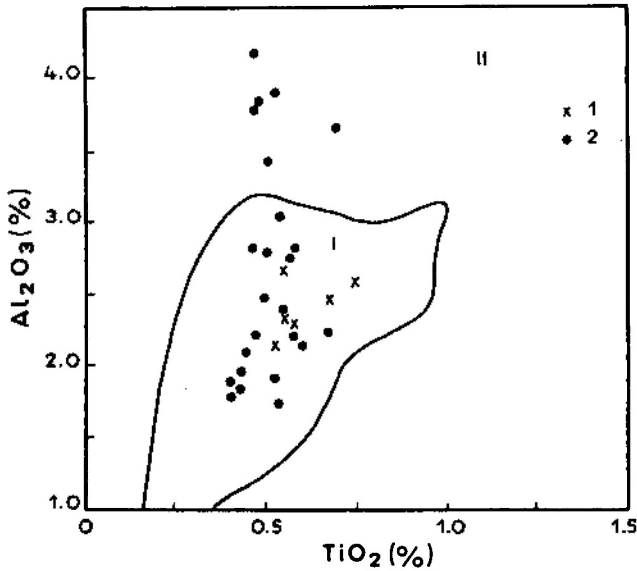
Fig. 3. Trójkąt klasyfikacyjny Or-Ab-An plagioklazów w gabrach Braszowic. 1 – jądra, 2 – obwódki, 3 – osobniki interstycjalne, 14, 3, 2 – ilość analiz

Classification triangle Or-Ab-An of plagioclases in the Braszowice gabbro. 1 – cores, 2 – rims, 3 – interstitial plagioclases, 14, 3, 2 – number of analyses

partie dużych ziarn, co wskazuje na ich jednoczesną krystalizację (zob. fig. 3).

**Pirokseny** zostały w różnym stopniu zastąpione przez hornblendę. W pojedynczych przypadkach tworzą prawie automorficzne duże kryształy, zwykle z wąską obwódką hornblendy. Poza tym zachowane są relikty w postaci ksenomorficznych jąder lub pasemek w hornblendzie. Należą do diallagu z gęstą blaszkowatą oddzielną według (100). Występują też zbliżniaczenia według (100). Sporadycznie spotykane wrostki piroksenów w plagioklazach mają przeważnie obwódkę włóknistego amfibolu. Widoczne jest też miejscami całkowite zastąpienie diallagu jednorodną hornblendą, z zachowaną oddzielną według (100) i zachowanymi zarysami piroksenów. W gabrach zdeformowanych relikty pirokseny (porfiroklasty) wykazują pasma załamowe łupliwości i faliste wygaszanie światła. Łupliwość piroksenów jest też niekiedy ugięta na granicy z dużymi plagioklazami, wskazując na ruchy przesuwcze zachodzące na kontakcie tych dwóch minerałów.

Skład chemiczny klinopiroksenów jest zróżnicowany (tab. 2). Zauważa się określoną prawidłowość jego zmienności. Była ona spowodowana zmiennością ciśnienia i temperatury. Zależność składu chemicznego klinopiroksenów od ciśnienia przedstawiono na 3 wykresach (fig. 4-6). Na wykresie zmienności  $Al_2O_3$  względem  $TiO_2$  (Elthon 1987) (fig. 4) większa część klinopiroksenów skał gabrowych Braszowic z niższą zawartością  $Al_2O_3$  (%) grupuje się w polu Cpx charakterystycznym dla niskociśnieniowych klinopiroksenów ofiolitów Samail, natomiast osobniki zawierające nieco powyżej 3%  $Al_2O_3$  uplasowały się w obszarze o wyższych, umiarkowanych ciśnieniach rzędu 5 - 10 kb. Również stosunek oktaedrycznego Al do tetraedrycznego Al daje podobny obraz (fig. 5). Jak wykazali DeBari i Coleman (1989), przy wysokich ciśnieniach krystalizują klinopirokseny o wysokim stosunku  $Al^{VI}$



**Fig. 4.** TiO<sub>2</sub> (%) względem Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) w klinopiroksenach (wg Elthona 1987). *I* – pole klinopiroksenów niskociśnieniowych ofiolitów Samail, *II* – obszar klinopiroksenów o umiarkowanych ciśnieniach, *1* – gabra 26°N MAR (grzbiet środkowoatlantycki), *2* – gabra Braszowice

TiO<sub>2</sub> (%) versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) in clinopyroxenes (after Elthon 1987). *I* – field of low pressure clinopyroxenes in Samail ophiolites, *II* – field of moderate pressure clinopyroxenes, *1* – gabbro from 26°N MAR (Mid Atlantic Ridge), *2* – gabbro of Braszowice

do Al<sup>IV</sup>. Punkty projekcyjne klinopiroksenów Braszowice o wyższym stosunku Al<sup>VI</sup> do Al<sup>IV</sup> gromadzą się w polu kumulatów spągowych, w jego wyższej części, zaś klinopiroksenów o niskim stosunku Al<sup>VI</sup> do Al<sup>IV</sup> lokują się w dolnej części tego pola oraz w polu gabr z górnych partii intruzji, określonych przez DeBari i Colemana (*l.c.*) jako gabra wysokiego poziomu.

Na diagramie Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> względem Mg/(Mg+Fe) (DeBari, Coleman 1989) (fig. 6) punkty projekcyjne klinopiroksenów gabr Braszowice plasują się w zasadzie poprzecznie do kierunku dyferencjacji typowych niskociśnieniowych kumulatów Skaergaard i ofiolitów Samail, a część punktów, o wyższej zawartości Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, lokuje się powyżej tego kierunku. Wartość Mg/(Mg+Fe) zauważalnie rośnie wraz z malejącą zawartością Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Skład chemiczny klinopiroksenów, reprezentatywnych dla zbadanych próbek (tab. 2), przedstawiono w czworoboku geotermometru piroksenów niskociśnieniowych, z izotermami co 100°C (fig. 7) (według Lindsleya i Andersona (1983) oraz Lindsleya (1983)). Udział wollastonitu (Wo), enstatytu (En) i ferrosylitu (Fs) i ich proporcje ilościowe

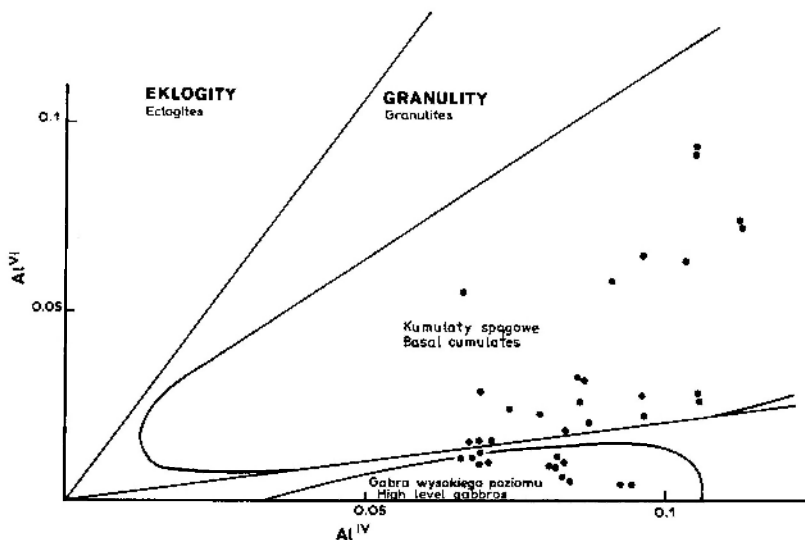


Fig. 5. Al w koordynacji oktaedrycznej względem Al w koordynacji tetraedrycznej w klinopiroksenach. Wyższy stosunek  $Al^{VI}$  do  $Al^{IV}$  oznacza wyższe ciśnienia. Kumulatory spagowe mieszczą się w polu granulitów i wysokociśnieniowych ksenolitów, zaś skały gabrowe wysokiego poziomu intruzji Braszowic w polu płytkich skal magmowych (DeBari, Coleman 1989)

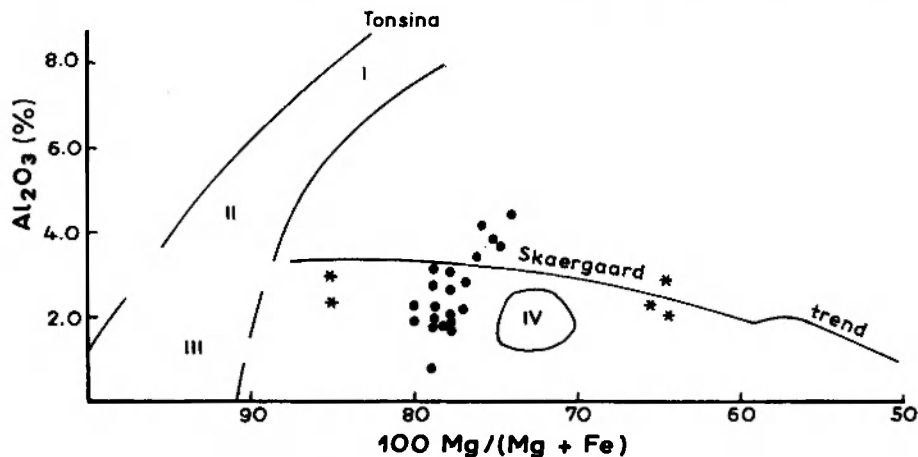
Al in octahedral versus Al in tetrahedral coordination in clinopyroxenes. Higher  $Al^{VI}$  to  $Al^{IV}$  ratios indicate higher pressure of formation. Basal cumulates plot in field for granulites and high pressure inclusions, high level gabbros plot in field of shallow igneous rocks (after DeBari, Coleman 1989)

obliczono według równań Lindsleya i Andersona (1983). Odczytane na tym wykresie temperatury krystalizacji mieszczą się w granicach 1120 - 500°C.

Temperatury krystalizacji klinopiroksenów obliczono również ze wzoru Kretza (1982), opartego na wartościach frakcji atomowych  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  oraz  $Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+})$  w kryształach piroksenów (por. Borkowska 1985). Obliczone temperatury wynoszą od 1097 do 515°C. Przedstawione zakresy temperatur klinopiroksenów, mimo iż wyliczone na podstawie różnych kryteriów chemicznych, są bardzo do siebie zbliżone.

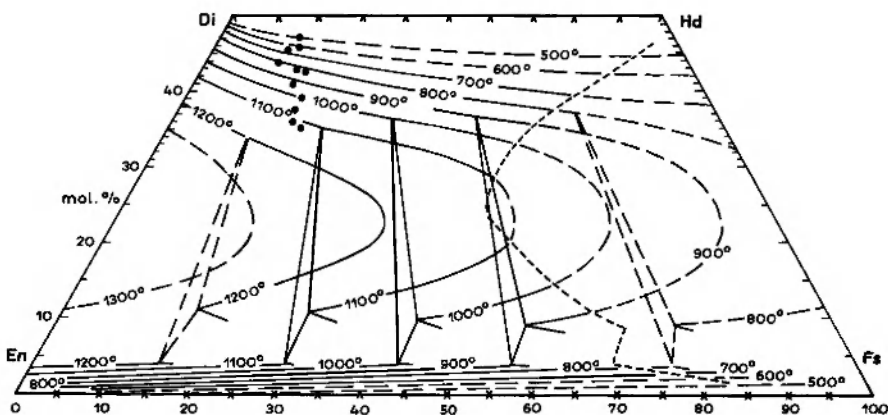
W celu zobrazowania zależności temperatury krystalizacji piroksenów od koncentracji  $Al_2O_3$  sporządzono wykres (fig. 8). Wraz ze zmniejszającą się temperaturą maleje ilość  $Al_2O_3$ . Analogiczna zależność istnieje między koncentracją  $Al_2O_3$  w klinopiroksenach a ciśnieniem ich krystalizacji: ilość  $Al_2O_3$  maleje wraz z obniżającym się ciśnieniem (fig. 4). Obserwacje te sugerują, że wraz z obniżaniem się temperatury krystalizacji klinopiroksenów następował również spadek ciśnienia.





**Fig. 6.** Koncentracja  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (%) względem  $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  w klinopiroksenach (wg DeBari, Colemana 1989). Trend klinopiroksenów w gabrach Braszowic (*pełne kółka*) jest poprzeczny do trendów niskociśnieniowych kumulatów Samail (*gwiazdki*) i skał intruzyjnych Skaergaard, lecz równoległy do średniociśnieniowych ultramafitów i mafitów Tonsina. I – gabra spągowe, II – dunity, III – websteryty, IV – gabra wysokiego poziomu (DeBari, Coleman 1989)

$\text{Al}_2\text{O}_3$  (%) versus  $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  in clinopyroxenes. Trend of cpx of the Braszowice gabbro (*filled circles*) is opposite to the trends of typical low pressure cumulates of Samail ophiolites (*asterisks*) and of the Skaergaard intrusion and parallel to the Tonsina moderate pressure ultrabasites and basites. I – basal gabbro, II – dunite, III – websterite, IV – high level gabbro (after DeBari, Coleman 1989)



**Fig. 7.** Skład klinopiroksenów gabr Braszowic w czworoboku geotermometru piroksenów niskociśnieniowych (P w kbar) z izotermami co  $100^\circ\text{C}$  (Lindsley, Anderson 1983; Lindsley 1983)

Pyroxene composition plotted on the quadrilateral (P in kbar) as a geothermometer with isolines every  $100^\circ\text{C}$  (after Lindsley, Anderson 1983; Lindsley 1983)

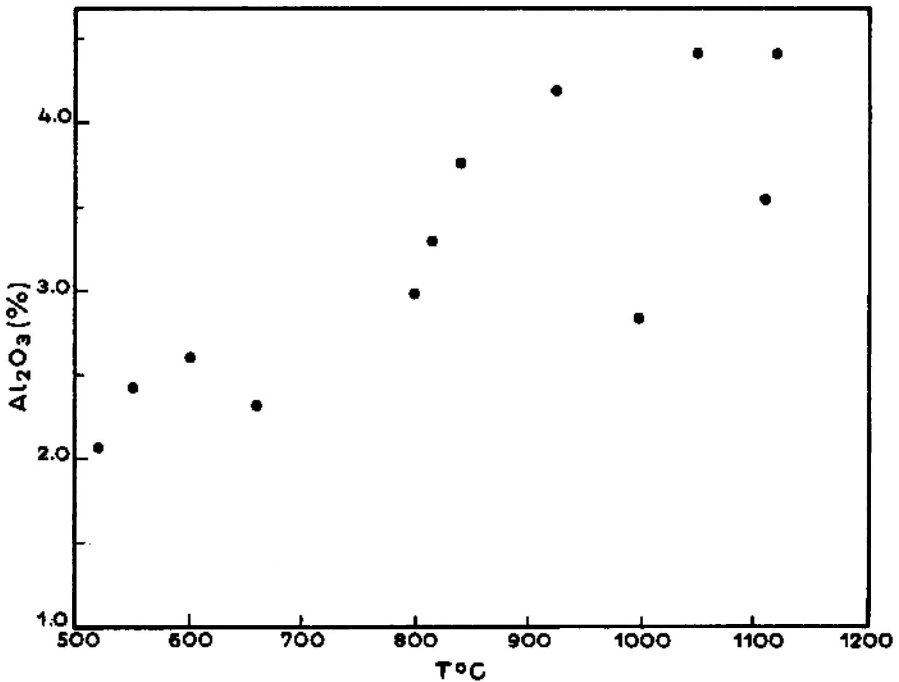


Fig. 8. Koncentracja  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (%) w klinopiroksenach gabr Braszowic względem ich temperatur krystalizacji

$\text{Al}_2\text{O}_3$  (%) contents in clinopyroxenes in the Braszowice gabbro versus their crystallization temperatures

**Amfibole** cechuje duża zmienność pokroju i składu. Są brunatne lub ciemnozielone i niekiedy występują interstycjalnie między plagioklazami, a kiedy indziej tworzą zgodne krystalograficznie obwódki wokół piroksenów lub zastępują pirokseny. Większa część amfiboli występuje w dużych kryształach o kształtach od hipautomorficznych do automorficznych. Na kontakcie z plagioklazami brzegi kryształów amfiboli są nieco zasobniejsze w  $\text{Al}^{\text{IV}}$  oraz  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$ , w porównaniu do ich jąder (tab. 3).

Amfibole mają skład hornblendy magnezowej. Na diagramie  $\text{Al}^{\text{IV}}$  do  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$  (fig. 9) zaznacza się kierunek zmiany składu chemicznego od hornblendy edenitowej poprzez hornblendę zwyczajną do hornblendy aktynolitowej (Leake 1978). Mające na wykresie swoje punkty, zbądane przez autorkę hornblendy edenitowe są pod mikroskopem brunatne, natomiast pozostałe – zielone.

Ciśnienie, przy którym krystalizowały hornblendy, można ustalić nieco bardziej precyzyjnie od ciśnienia krystalizacji piroksenów. Na diagramie  $\text{Al}^{\text{VI}}$  do Si (fig. 10) wszystkie punkty lokują się tuż pod linią wyznaczoną przez Raasego (1974) dla 5 kb w polu niskociśnieniowym.

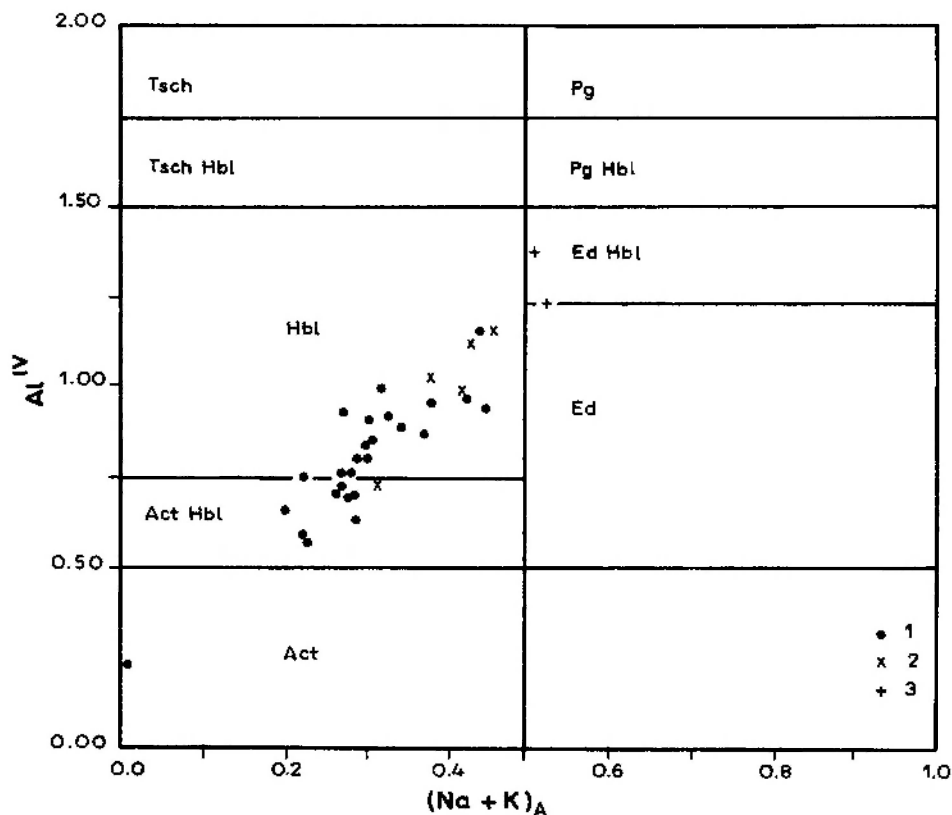
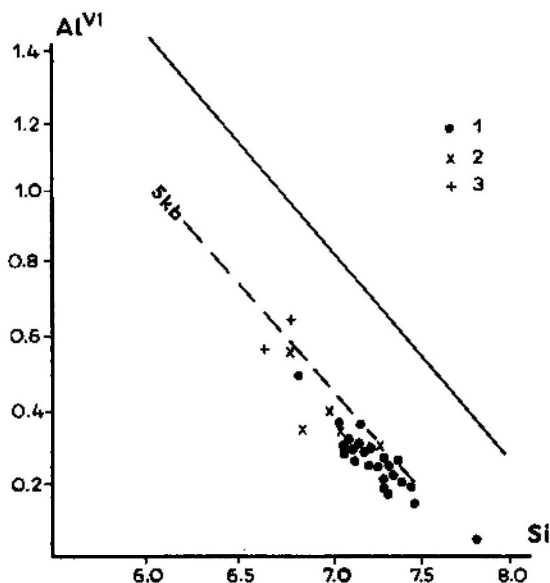


Fig. 9. Klasyfikacja amfiboli gabr Braszowic na podstawie relacji  $Al^{IV}$  do  $(Na+K)_A$  (Leake 1978). 1 – hornblenda zielona, 2 – hornblenda zielona w szczelinach piroksenów, 3 – hornblenda brunatna

Classification of amphiboles based on  $Al^{IV}$  versus  $(Na+K)_A$  (after Leake 1978). 1 – green hornblende, 2 – green hornblende in fissures of pyroxenes, 3 – brown hornblende

Jedynie brunatne hornblendy edenitowe układają się blisko lub powyżej linii 5 kb, w polu umiarkowanego ciśnienia 5-10 kb. Podobnie na diagramie Ti do Al (fig. 11) punkty projekcyjne okupują zarówno pole niskociśnieniowe, jak i pole o umiarkowanym ciśnieniu. Amfibole rozpoczęły zatem krystalizację jeszcze w warunkach ciśnienia umiarkowanego, nieco powyżej 5 kb, jednak ich główna krystalizacja miała miejsce przy 5 - 4 kb; dolną granicą ciśnienia krystalizacji gabr Braszowic były zatem 4 kb. Ciśnienie to jest wyższe od ciśnień krystalizacji gabr opisanych z wielu grzbietów śródoceanicznych, gdzie stwierdzano wielkości od 1 atm do 2 kb.

Krystalizacja amfiboli była zależna od wzmożonej aktywności  $H_2O$ , która warunkowała też krystalizację bardziej zasadowych plagioklazów. Temperatury równowagi par amfibol-plagioklaz obliczone na pod-



**Fig. 10.** Al<sup>VI</sup> względem Si w hornblendach niskociśnieniowych (poniżej 5 kb) i o umiarkowanych ciśnieniach (powyżej 5 kb) (Raase 1974). Diagonalna linia ciągła wskazuje maksimum możliwej zawartości Al<sup>VI</sup> (wg Leake'a 1965). 1 – hornblenda zielona, 2 – hornblenda zielona w szczelinach piroksenów, 3 – hornblenda brunatna

Relation between Al<sup>VI</sup> and Si of low pressure hornblendes (< 5 kb) and middle pressure hornblendes (> 5 kb) after Raase (1974). The diagonal solid line indicates the maximum of possible Al<sup>VI</sup> content (after Leake 1965). 1 – green hornblende, 2 – green hornblende in fissures of pyroxene, 3 – brown hornblende

stawie geotermometru Blundy'ego i Hollanda (1990) wynoszą od 858 do 526°C, przy czym temperatury poniżej 600°C mogą być obarczone większym błędem. Najwyższe temperatury krystalizacji wykazują hornblendy brunatne. Temperatury obliczono na podstawie składu chemicznego brzeżnych partii kontaktujących z sobą kryształów amfiboli i plagioklazów.

## WARUNKI KRYSZTALIZACJI I IMPLIKACJE GEODYNAMICZNE

Temperatury krystalizacji klinopiroksenów w gabrach Braszowic wynoszą od 1120 do 500°C. Podobny zakres temperatur krystalizacji klinopiroksenów stwierdzili Gillis *et al.* (1993) w skałach gabrowych w pobliżu przecięcia grzbietu śródatlantyckiego (MAR) ze strefą transformującego rozłamu Kane. Ten duży zakres temperatur wiąże ci badacze z przeobrażeniami hydrotermalnymi w późnym stadium magmowym w temperaturach jeszcze powyżej 700°C.

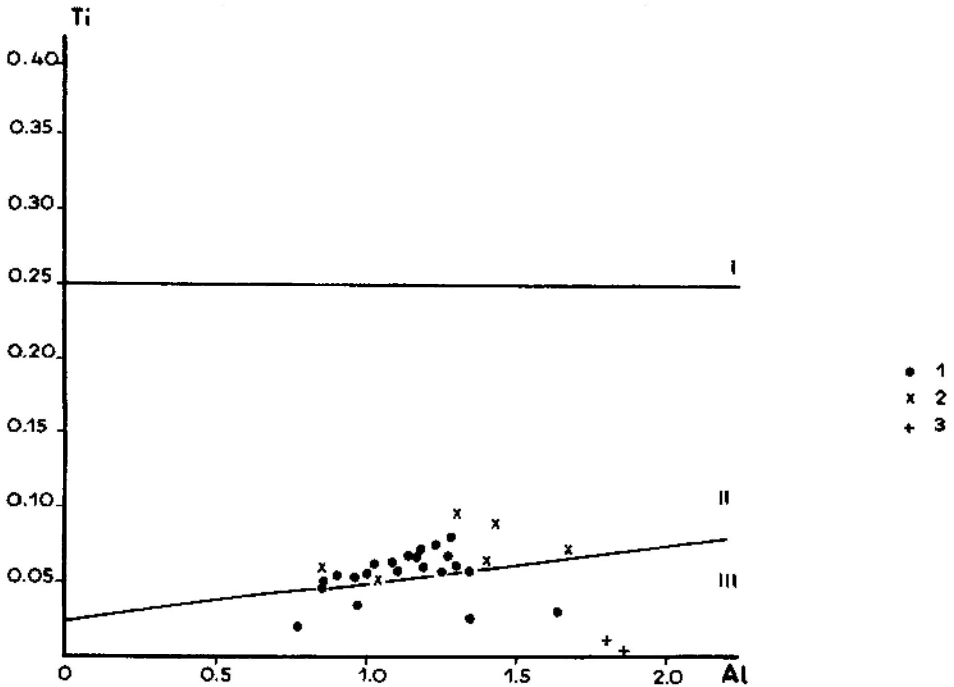


Fig. 11. Ti względem Al w hornblendach niskociśnieniowych (II) i średnociśnieniowych (III), z linią wyznaczoną dla maksymalnej zawartości Ti w hornblendach (I) (wg Hynesa 1982). 1 – hornblenda zielona, 2 – hornblenda zielona w szczelinach piroksenów, 3 – hornblenda brunatna

Total Ti versus total Al of low pressure (II) and middle pressure hornblendes (III), with line for maximum of Ti in hornblendes (after Hynes 1982). 1 – green hornblende, 2 – green hornblende in fissures of pyroxene, 3 – brown hornblende

Temperatury krystalizacji par amfibol-plagioklaz mieszczą się w zbadanych skałach w przedziale 858 - 526°C. Hornblenda rozpoczęła zatem krystalizację w znacznie niższych temperaturach aniżeli pirokseny, co uwarunkowane było wzrostem aktywności H<sub>2</sub>O w niższym zakresie temperatur.

Relację temperatur krystalizacji piroksenów i par amfibol-plagioklaz względem liczby Mg# ( $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) piroksenów i amfiboli przedstawiono na wykresie (fig. 12). Mniejsze liczby Mg# amfiboli potwierdzają ich późniejszą w stosunku do piroksenów krystalizację. Na wykresie widać, że wraz ze spadkiem temperatury liczby Mg# nieco rosną, co przypisuje się procesowi utleniania w warunkach bliskich solidusu (Blundy, Holland 1990).

Skład chemiczny wyżej temperaturowych piroksenów i amfiboli sugeruje, że krystalizowały one przy ciśnieniu umiarkowanym, 10 - 5 kb. Podobny obraz ciśnień uzyskano dla składu chemicznego gabr, w któ-

rych relacja Al do Si (fig. 13) wskazuje na ciśnienia 10 - 4 kb, z maksimum przy 8 - 7 kb oraz przy 5 kb (Dziedzic 1989; Dziedzic, Kramer 1994). Jeżeli zatem założymy, że ciśnienie, przy jakim krystalizowały gabra, wynosiło 8 kb, to temperatura ich solidusu powinna była wynosić 765°C, gdyż taka temperatura oznaczona została eksperymentalnie dla zasadowych magm toleitowych przy ciśnieniu 8 kb (Holloway, Burnham 1972). Temperatury określone dla piroksenów i par amfibol-plagioklaz poniżej 765°C byłyby w takim przypadku temperaturami subsolidusu, w których skład chemiczny tych minerałów osiągnął ponownie równowagę. W subsolidusie ciśnienie wynosiło 5 - 4 kb, na co wskazuje skład chemiczny niżej temperaturowych amfiboli. Natomiast powyżej linii "solidus" (fig. 12) ulokowały się obydwie pary brunatnej hornblendy edenitowej i plagioklazów, które wykrystalizowały w temperaturze ok. 850°C przy ciśnieniu umiarkowanym.

Zrównoważenie składu chemicznego zakończyło się w zasadzie w niżej temperaturowej facji amfibolitowej, a ciśnienie nie spadło poniżej 4 kb, co wskazuje na głębokość ok. 13 km. Początek krystalizacji gabr mógł mieć miejsce na głębokości około 30 km.

Według Elthona *et al.* (1982) oraz Elthona (1987) umiarkowane ciśnienia krystalizacji gabr są charakterystyczne dla ośrodków powolnego spredingu jako konsekwencja spychania izoterm do głębszych poziomów litosfery. W przeciwieństwie do gabr z ośrodków powolnego spredingu niskociśnieniowe (1 atm - 2 kb) skały gabrowe, opisane z wielu grzbietów śródoceanicznych, krystalizują wzdłuż ośrodków szybkiego spredingu.

Kiedy przepływ ciepła jest wysoki, jak to ma miejsce w przypadku ośrodków szybkiego spredingu, stopy bazaltowe krystalizują prawdopodobnie w płytkich komorach magmowych i przy małym udziale ultramaficznych kumulatów. Te ostatnie wykrystalizowały jeszcze w obrębie płaszczka. Ofiolity Nowej Rudy wydają się reprezentować typ szybkiego spredingu z minimalną ilością ultramafitów i ze skałami gabrowymi bardzo silnie zdyferencjowanymi, o różnorodnym składzie, miejscami zawierającymi oliwin. Tego minerału są pozbawione gabra Braszowic i Ślęży. Wczesna krystalizacja plagioklazów w stosunku do piroksenów w kumulatach gabrowych Nowej Rudy (Borkowska 1985) mogłaby wskazywać na ich krystalizację przy niskich ciśnieniach (Elthon 1987), a zatem w płytkiej komorze magmowej o zdyferencjowanym składzie od troktolitów do gabr oliwinowych i gruboziarnistych diabazów.

W wolno rozsuwanych ryftach (przy powolnym spredingu) natomiast warunki termalne mogą sprzyjać masowej frakcjonacji podskorupowej z udziałem jedynie małego procentu pierwotnego stopu, który podnosi się do płytkiej komory magmowej. Duże masy ultramafitów, zarówno w strefie Niemczy (masyw Braszowic-Brzeźnicy i Szklar), jak

Tabela (Table) 1

Reprezentatywne analizy plagioklawów  
Representative plagioclase analyses

|                                | 1*     | 2**    | 3*    | 4**   | 5*    | 6**    | 7*    | 8**    | 9*     | 10**  | 11    | 12     | 13    | 14    | 15    | 16    | 17    | 18     | 19    | 20    |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| S <sub>2</sub> O <sub>2</sub>  | 54.53  | 48.04  | 54.00 | 48.72 | 50.68 | 48.84  | 53.52 | 52.96  | 54.13  | 52.61 | 51.30 | 53.73  | 54.05 | 53.98 | 46.25 | 46.34 | 53.31 | 53.72  | 53.86 | 53.73 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.09  | 0.00  | 0.01   | 0.00  | 0.00   | 0.04   | 0.00  |       |        |       |       |       | 0.13  | 0.00  | 0.00   | 0.07  | 0.02  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 28.66  | 32.55  | 28.64 | 31.95 | 30.53 | 32.00  | 28.94 | 29.75  | 28.65  | 29.57 | 30.41 | 29.16  | 28.61 | 28.41 | 33.61 | 33.32 | 28.91 | 28.87  | 28.65 | 28.75 |
| FeO                            | 0.00   | 0.06   | 0.09  | 0.08  | 0.11  | 0.06   | 0.00  | 0.14   | 0.10   | 0.25  | 0.00  | 0.07   | 0.09  | 0.06  | 0.22  | 0.11  | 0.11  | 0.05   | 0.11  | 0.00  |
| MnO                            | 0.00   | 0.03   | 0.00  | 0.02  | 0.06  | 0.06   | 0.00  | 0.04   | 0.00   | 0.00  |       |        |       |       |       |       | 0.00  | 0.00   | 0.09  | 0.00  |
| CaO                            | 12.30  | 17.13  | 12.19 | 16.31 | 14.81 | 16.28  | 12.52 | 13.49  | 12.42  | 13.20 | 14.26 | 12.44  | 12.06 | 12.08 | 18.38 | 18.34 | 12.68 | 12.47  | 12.33 | 12.31 |
| Na <sub>2</sub> O              | 5.09   | 2.35   | 4.80  | 2.55  | 3.60  | 2.77   | 4.78  | 4.37   | 4.88   | 4.29  | 3.88  | 4.72   | 4.96  | 4.96  | 1.38  | 1.64  | 4.65  | 4.86   | 4.88  | 4.77  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.00   | 0.06   | 0.02  | 0.05  | 0.08  | 0.03   | 0.00  | 0.03   | 0.05   | 0.06  | 0.06  | 0.03   | 0.08  | 0.07  | 0.03  | 0.00  | 0.05  | 0.07   | 0.00  | 0.02  |
| suma                           | 100.58 | 100.22 | 99.74 | 99.77 | 99.87 | 100.05 | 99.76 | 100.78 | 100.27 | 99.98 | 99.91 | 100.15 | 99.85 | 99.56 | 99.87 | 99.75 | 99.84 | 100.64 | 99.99 | 99.60 |
| An                             | 57.1   | 79.9   | 58.3  | 77.7  | 69.1  | 76.4   | 59.2  | 62.9   | 58.3   | 62.7  | 66.8  | 59.2   | 57.1  | 57.2  | 87.8  | 86.1  | 60.0  | 58.5   | 58.2  | 58.7  |
| Ab                             | 42.9   | 19.8   | 41.6  | 22.0  | 30.4  | 23.5   | 40.8  | 36.9   | 41.4   | 36.9  | 32.9  | 40.6   | 42.5  | 42.6  | 12.0  | 13.0  | 39.7  | 41.1   | 41.8  | 41.2  |
| O <sub>i</sub>                 | 0.0    | 0.3    | 0.1   | 0.3   | 0.5   | 0.1    | 0.0   | 0.2    | 0.3    | 0.4   | 0.3   | 0.2    | 0.4   | 0.2   | 0.2   | 0.0   | 0.3   | 0.4    | 0.0   | 0.1   |

1-14 – plagioklasy duże; \* – środek; \*\* – brzeg 15-18 – małe plagioklasy interstycjalne (18 - między klinopiroksenami); 19 – wzrost plagioklawu w hornblendzie; 20 – plagioklaw o fałszywym wygaszaniu światła

1-14 – large plagioclase; \* – core; \*\* – rim 15-18 – small interstitial plagioclase (between clinopyroxenes); 19 – increase of plagioclase in hornblende; 20 – plagioclase with false extinction

Tabela (Table) 2

Reprezentatywne analizy klinopiroksenów  
 R<sub>2</sub>-representative clinopyroxene analyses

|                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8      | 9     | 10    | 11    | 12    | 13     | 14     | 15    | 16     | 17    | 18    | 19     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 50.96 | 51.07 | 52.12 | 50.57 | 50.40 | 50.69 | 51.01 | 50.84  | 51.32 | 51.19 | 51.01 | 51.04 | 51.51  | 52.10  | 51.71 | 51.94  | 51.59 | 51.39 | 51.81  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.57  | 0.70  | 0.47  | 0.50  | 0.48  | 0.49  | 0.52  | 0.55   | 0.56  | 0.57  | 0.49  | 0.51  | 0.45   | 0.54   | 0.52  | 0.43   | 0.43  | 0.43  | 0.42   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.57  | 3.68  | 2.82  | 4.50  | 4.21  | 3.80  | 3.41  | 3.00   | 2.31  | 2.69  | 2.44  | 2.30  | 2.08   | 1.75   | 1.80  | 1.90   | 1.87  | 1.96  | 1.80   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.11  | 0.24  | 0.14  |       | 0.20  |       | 0.24  | 0.22   | 0.07  | 0.12  | 0.14  | 0.14  | 0.12   | 0.12   | 0.13  | 0.06   | 0.07  | 0.04  | 0.13   |
| FeO                            | 8.69  | 8.80  | 7.69  | 8.72  | 8.01  | 8.10  | 7.90  | 7.07   | 6.77  | 7.01  | 6.54  | 7.00  | 6.69   | 6.98   | 6.87  | 6.81   | 6.23  | 6.55  | 6.58   |
| MnO                            | 0.17  | 0.27  | 0.22  | 0.20  | 0.28  | 0.21  | 0.15  | 0.29   | 0.28  | 0.29  | 0.11  | 0.33  | 0.31   | 0.27   | 0.17  | 0.22   | 0.23  | 0.27  | 0.24   |
| MgO                            | 14.35 | 14.94 | 14.79 | 14.16 | 14.12 | 14.08 | 14.15 | 14.26  | 14.38 | 13.96 | 13.88 | 13.60 | 13.93  | 13.84  | 13.80 | 13.99  | 13.45 | 13.66 | 13.78  |
| CaO                            | 19.37 | 19.01 | 21.12 | 20.15 | 20.87 | 21.45 | 21.35 | 23.19  | 23.27 | 23.46 | 24.31 | 24.30 | 24.84  | 24.54  | 24.52 | 24.68  | 24.76 | 24.83 | 24.99  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.74  | 0.65  | 0.35  | 0.82  | 0.65  | 0.60  | 0.49  | 0.58   | 0.36  | 0.32  | 0.49  | 0.25  | 0.31   | 0.37   | 0.33  | 0.25   | 0.33  | 0.25  | 0.28   |
| K <sub>2</sub> O               | 0.06  | 0.14  | 0.02  | 0.06  | 0.12  | 0.03  | 0.06  | 0.04   | 0.02  | 0.05  | 0.00  | 0.04  | 0.07   | 0.06   | 0.05  | 0.05   | 0.09  | 0.01  | 0.05   |
| suma                           | 99.58 | 99.50 | 99.74 | 99.68 | 99.45 | 99.45 | 99.28 | 100.04 | 99.34 | 99.66 | 99.41 | 99.51 | 100.31 | 100.57 | 99.90 | 100.33 | 99.55 | 99.39 | 100.12 |

Wzory strukturalne na bazie 6 tlenów  
 Formulae calculated on the basis of 6 oxygens

|                  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si               | 1.895 | 1.904 | 1.933 | 1.886 | 1.887 | 1.897 | 1.909 | 1.895 | 1.921 | 1.914 | 1.913 | 1.917 | 1.918 | 1.934 | 1.931 | 1.931 | 1.931 | 1.929 | 1.932 |
| IVAl             | 0.105 | 0.096 | 0.067 | 0.114 | 0.113 | 0.103 | 0.091 | 0.105 | 0.079 | 0.086 | 0.087 | 0.083 | 0.082 | 0.086 | 0.069 | 0.069 | 0.069 | 0.071 | 0.068 |
| VIAl             | 0.095 | 0.066 | 0.056 | 0.084 | 0.073 | 0.064 | 0.059 | 0.027 | 0.023 | 0.032 | 0.021 | 0.019 | 0.009 | 0.011 | 0.010 | 0.014 | 0.013 | 0.016 | 0.011 |
| Fe <sup>3+</sup> | 0.027 | 0.030 | 0.006 | 0.043 | 0.053 | 0.055 | 0.030 | 0.083 | 0.048 | 0.042 | 0.070 | 0.050 | 0.066 | 0.048 | 0.049 | 0.047 | 0.054 | 0.048 | 0.051 |
| Fe <sup>2+</sup> | 0.243 | 0.244 | 0.232 | 0.229 | 0.196 | 0.198 | 0.217 | 0.138 | 0.164 | 0.177 | 0.135 | 0.170 | 0.143 | 0.169 | 0.166 | 0.165 | 0.141 | 0.158 | 0.154 |
| Mn               | 0.006 | 0.009 | 0.007 | 0.006 | 0.009 | 0.007 | 0.005 | 0.009 | 0.009 | 0.009 | 0.004 | 0.011 | 0.010 | 0.009 | 0.005 | 0.007 | 0.007 | 0.009 | 0.009 |
| Mg               | 0.796 | 0.830 | 0.818 | 0.788 | 0.788 | 0.785 | 0.789 | 0.798 | 0.803 | 0.778 | 0.776 | 0.761 | 0.773 | 0.766 | 0.769 | 0.775 | 0.778 | 0.764 | 0.766 |
| Ti               | 0.016 | 0.020 | 0.013 | 0.014 | 0.013 | 0.014 | 0.015 | 0.015 | 0.016 | 0.016 | 0.014 | 0.014 | 0.013 | 0.015 | 0.015 | 0.012 | 0.012 | 0.012 | 0.011 |



|      |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cr   | 0.004 | 0.007 | 0.004 |       | 0.006 |       | 0.007 | 0.007 | 0.002 | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.004 | 0.004 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.004 |
| Ca   | 0.772 | 0.759 | 0.839 | 0.805 | 0.837 | 0.860 | 0.856 | 0.926 | 0.933 | 0.939 | 0.977 | 0.978 | 0.991 | 0.976 | 0.983 | 0.998 | 0.999 | 0.998 |
| Na   | 0.053 | 0.047 | 0.025 | 0.059 | 0.047 | 0.044 | 0.035 | 0.042 | 0.026 | 0.023 | 0.036 | 0.018 | 0.022 | 0.027 | 0.018 | 0.020 | 0.018 | 0.020 |
| K    | 0.003 | 0.007 | 0.001 | 0.003 | 0.006 | 0.001 | 0.003 | 0.002 | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.004 | 0.001 | 0.002 |
| suma | 4.015 | 4.012 | 4.001 | 4.031 | 4.030 | 4.028 | 4.016 | 4.042 | 4.025 | 4.021 | 4.037 | 4.027 | 4.033 | 4.028 | 4.025 | 4.026 | 4.026 | 4.026 |
| Mg#  | 0.76  | 0.77  | 0.78  | 0.78  | 0.80  | 0.80  | 0.78  | 0.85  | 0.83  | 0.81  | 0.85  | 0.82  | 0.84  | 0.82  | 0.82  | 0.82  | 0.83  | 0.83  |
| Wo   | 35.0  | 35.8  | 39.2  | 37.8  | 41.1  | 42.4  | 42.7  | 43.9  | 45.4  | 45.8  | 46.9  | 47.1  | 47.2  | 47.5  | 47.6  | 47.6  | 48.1  | 48.1  |
| En   | 49.8  | 49.6  | 47.4  | 48.2  | 47.2  | 46.0  | 45.0  | 47.8  | 45.4  | 44.2  | 45.2  | 43.3  | 44.6  | 43.0  | 43.1  | 43.2  | 44.0  | 43.2  |
| Fs   | 15.2  | 14.6  | 13.4  | 14.0  | 11.7  | 11.6  | 12.3  | 8.3   | 9.2   | 10.0  | 7.9   | 9.6   | 8.2   | 9.5   | 9.3   | 9.2   | 8.0   | 8.9   |

1 - 19 relikty, duże kryształy o niejednorodnym składzie. Mg# = Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>); Wo - wollastonit; En - enstatyt; Fs - ferrosylit. Fe<sup>3+</sup> ora: Wo, En i Fs obliczono ze wzorów Lindleya i Andersona (1983)

1 - 19 relict, large crystals with heterogeneous composition. Mg# = Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>); Wo - wollastonite; En - enstatite; Fs - ferrosilite. Fe<sup>3+</sup> and Wo, En, Fs were calculated following equations of Lindley and Anderson (1983)

Tabela (Table) 3

Representatywne analizy amfiboli  
Representative amphibole analyses

|                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5**   | 6**   | 7**   | 8*    | 9**   | 10**  | 11**  | 12**  | 13**  | 14*   | 15**  | 16*   | 17**  | 18**  | 19**  | 20**  |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45.85 | 46.17 | 44.98 | 47.18 | 47.71 | 48.53 | 49.32 | 49.22 | 47.21 | 49.11 | 49.06 | 49.17 | 50.08 | 49.95 | 49.86 | 50.10 | 48.11 | 50.73 | 50.62 | 51.55 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.06  | 0.00  | 0.69  | 0.55  | 0.64  | 0.71  | 0.38  | 0.63  | 0.74  | 0.53  | 0.46  | 0.75  | 0.38  | 0.14  | 0.27  | 0.62  | 0.74  | 0.41  | 0.41  | 0.41  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11.15 | 10.80 | 12.42 | 9.74  | 8.68  | 8.27  | 7.79  | 7.58  | 9.38  | 7.85  | 7.43  | 7.68  | 7.03  | 7.37  | 7.84  | 8.85  | 7.91  | 5.98  | 6.37  | 5.88  |
| FeO                            | 11.03 | 10.63 | 12.18 | 10.54 | 11.60 | 11.06 | 10.99 | 10.83 | 11.54 | 10.48 | 11.19 | 10.97 | 10.84 | 9.94  | 10.13 | 10.64 | 10.87 | 10.87 | 10.00 | 9.62  |
| MnO                            | 0.42  | 0.21  | 0.34  | 0.16  | 0.15  | 0.22  | 0.21  | 0.23  | 0.19  | 0.05  | 0.14  | 0.08  | 0.12  | 0.16  | 0.27  | 0.13  | 0.20  | 0.21  | 0.04  | 0.14  |
| MgO                            | 14.27 | 13.87 | 13.01 | 14.79 | 14.59 | 14.81 | 15.40 | 15.09 | 14.06 | 14.93 | 14.94 | 14.79 | 15.50 | 15.71 | 15.59 | 15.59 | 14.56 | 15.59 | 15.66 | 16.21 |
| CaO                            | 12.73 | 12.87 | 13.03 | 12.91 | 13.28 | 13.29 | 13.19 | 13.15 | 12.96 | 13.03 | 13.38 | 12.74 | 13.33 | 13.30 | 13.26 | 13.20 | 13.16 | 13.53 | 13.05 | 13.19 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.77  | 1.78  | 1.91  | 1.64  | 1.34  | 1.46  | 1.19  | 1.17  | 1.54  | 1.11  | 1.04  | 1.16  | 1.19  | 1.24  | 1.41  | 1.18  | 1.21  | 0.69  | 0.74  | 0.70  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.05  | 0.13  | 0.18  | 0.12  | 0.14  | 0.12  | 0.08  | 0.07  | 0.11  | 0.15  | 0.12  | 0.16  | 0.08  | 0.06  | 0.04  | 0.10  | 0.09  | 0.10  | 0.15  | 0.15  |
| suma                           | 97.33 | 96.46 | 98.74 | 97.63 | 98.12 | 98.48 | 98.55 | 97.99 | 97.74 | 97.26 | 97.79 | 97.50 | 98.56 | 97.87 | 98.65 | 98.40 | 96.86 | 98.11 | 97.05 | 97.86 |

Wzory strukturalne na bazie 23 tlenów  
Formulae calculated on the basis of 23 oxygens

|                  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si               | 6.644 | 6.742 | 6.507 | 6.816 | 6.897 | 6.943 | 7.045 | 7.050 | 6.823 | 7.067 | 7.056 | 7.070 | 7.124 | 7.128 | 7.070 | 7.132 | 6.987 | 7.241 | 7.260 | 7.317 |
| IVAl             | 1.356 | 1.258 | 1.493 | 1.184 | 1.103 | 1.057 | 0.955 | 0.950 | 0.177 | 0.933 | 0.944 | 0.930 | 0.876 | 0.872 | 0.930 | 0.868 | 1.013 | 0.759 | 0.740 | 0.683 |
| VIAl             | 0.549 | 0.601 | 0.626 | 0.473 | 0.376 | 0.336 | 0.356 | 0.331 | 0.420 | 0.399 | 0.316 | 0.371 | 0.303 | 0.368 | 0.380 | 0.281 | 0.341 | 0.247 | 0.337 | 0.302 |
| Fe <sup>3+</sup> | 0.282 | 0.216 | 0.089 | 0.093 | 0.056 | 0.221 | 0.110 | 0.216 | 0.232 | 0.210 | 0.224 | 0.220 | 0.215 | 0.198 | 0.200 | 0.211 | 0.220 | 0.216 | 0.200 | 0.190 |
| Fe <sup>2+</sup> | 1.055 | 1.082 | 1.404 | 1.180 | 1.346 | 1.103 | 1.203 | 1.081 | 1.162 | 1.051 | 1.122 | 1.099 | 1.074 | 0.989 | 1.001 | 1.056 | 1.100 | 1.082 | 1.000 | 0.952 |
| Mg               | 3.082 | 3.018 | 2.805 | 3.184 | 3.143 | 3.159 | 3.278 | 3.222 | 3.029 | 3.202 | 3.203 | 3.169 | 3.286 | 3.340 | 3.295 | 3.308 | 3.151 | 3.316 | 3.348 | 3.430 |
| Ti               | 0.007 | 0.000 | 0.075 | 0.060 | 0.069 | 0.077 | 0.041 | 0.068 | 0.081 | 0.058 | 0.050 | 0.081 | 0.041 | 0.015 | 0.029 | 0.066 | 0.081 | 0.044 | 0.045 | 0.043 |
| Ca               | 1.977 | 2.014 | 2.019 | 1.999 | 2.057 | 2.037 | 2.019 | 2.018 | 2.006 | 2.010 | 2.064 | 1.962 | 2.032 | 2.033 | 2.014 | 2.014 | 2.048 | 2.069 | 2.006 | 2.007 |

|          |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Na       | 0.497  | 0.504  | 0.535  | 0.460  | 0.374  | 0.406  | 0.330  | 0.326  | 0.433  | 0.309  | 0.290  | 0.324  | 0.329  | 0.343  | 0.387  | 0.325  | 0.341  | 0.190  | 0.206  | 0.193  |
| K        | 0.009  | 0.024  | 0.033  | 0.022  | 0.026  | 0.022  | 0.014  | 0.012  | 0.020  | 0.028  | 0.023  | 0.029  | 0.014  | 0.011  | 0.007  | 0.018  | 0.017  | 0.019  | 0.028  | 0.028  |
| suma     | 15.510 | 15.485 | 15.608 | 15.491 | 15.465 | 15.388 | 15.376 | 15.302 | 15.407 | 15.273 | 15.309 | 15.265 | 15.308 | 15.316 | 15.313 | 15.295 | 15.324 | 15.209 | 15.175 | 15.162 |
| Mg#      | 0.75   | 0.74   | 0.67   | 0.73   | 0.70   | 0.74   | 0.73   | 0.75   | 0.72   | 0.75   | 0.74   | 0.74   | 0.75   | 0.77   | 0.77   | 0.76   | 0.76   |        | 0.77   | 0.78   |
| (Na+K)/A | 0.506  | 0.528  | 0.568  | 0.482  | 0.400  | 0.422  | 0.344  | 0.338  | 0.453  | 0.337  | 0.313  | 0.315  | 0.343  | 0.354  | 0.394  | 0.343  | 0.358  | 0.209  | 0.234  | 0.221  |

1-2 – duże brunatne łuski; 3-4 – włoski w płagioklazach; 5-20 – duże, zielone łuski i akynolity.

\* – środek; \*\* – brzeg. Mg# =  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ . Fe<sup>3+</sup> oraz formuły strukturalne obliczono na podstawie równowagi elektrostatycznej.

1-2 – large, brown euhedrite hbl; 3-4 – inclusions in plagioclases; 5-20 – large, green common and actinolite hbl; \* – core; \*\* – rim. Mg# =  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ . Fe<sup>3+</sup> and structural formulae calculated by considering charge balance constraints.

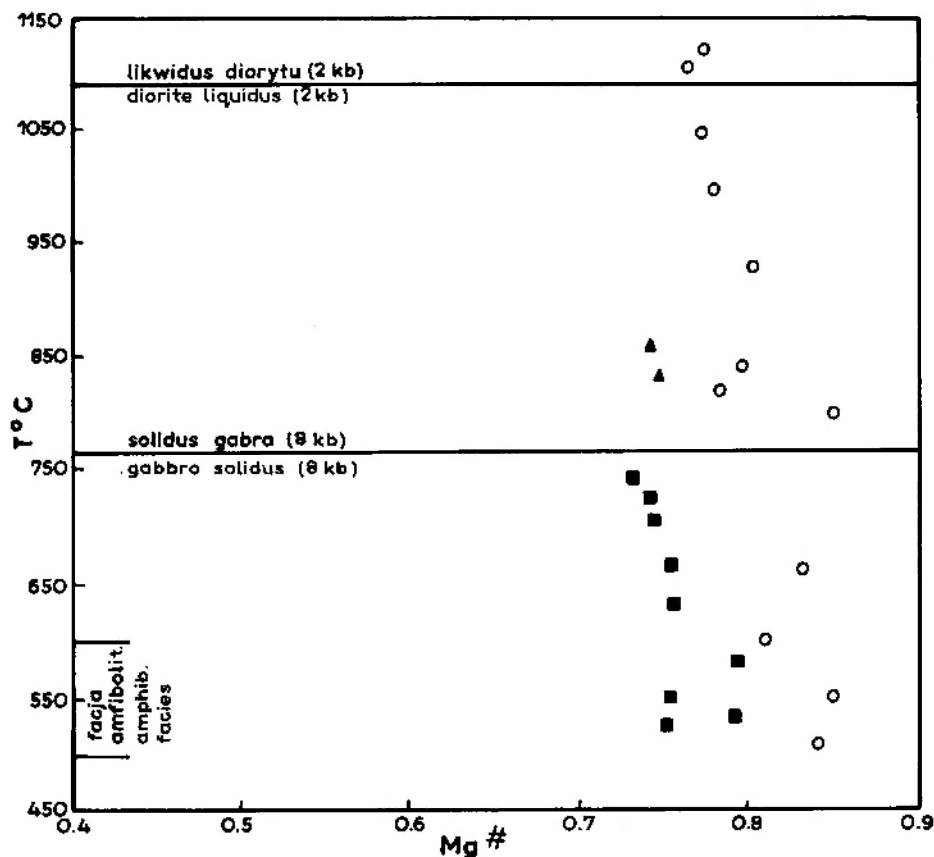


Fig. 12. Temperatury krystalizacji piroksenów (*puste kółka*) względem ich liczby magnezowej Mg# oraz temperatury krystalizacji pary hornblenda-plagioklaz (*trójkąty* – brunatne hornblendy edenitowe, *kwadraty* – pozostałe hornblendy zielone) względem liczby magnezowej hornblendy (wg Blundy, Holland 1990; wykres zmodyfikowany)

Temperature variations of pyroxenes and of pairs hornblende-plagioclase versus Mg# number ( $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) of pyroxenes and hornblendes (after Blundy, Holland 1990, modified). Symbols are: *circles* – clinopyroxenes, *filled triangles* – pairs: brown hornblende-plagioclase, *filled squares* – pairs: green hornblende-plagioclase

i w kompleksie ofiolitowym Ślęży, a stosunkowo małe ciała gabr (fig. 1) mogłyby wskazywać na generowanie się magm wzdłuż powoli rozsuwanego ryftu. Potwierdzeniem takiej koncepcji w odniesieniu do kompleksu ofiolitowego Braszowic-Brzeźnicy są umiarkowane ciśnienia, w jakich krystalizowały w początkowym etapie na dużej głębokości gabra Braszowic.

Magmy gabrowe krystalizujące przy umiarkowanych ciśnieniach podnoszą się wraz z wznoszącym się płaszczem, dopóki nie osiągną płytkiego poziomu w skorupie ziemskiej (Elthon *et al.* 1982; Elthon

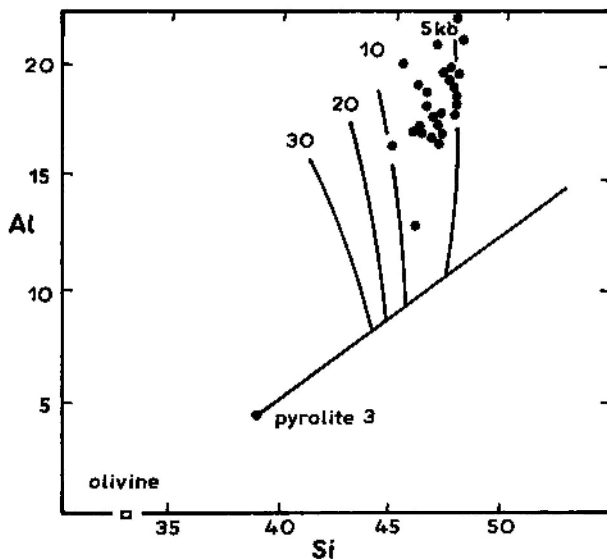


Fig. 13. Al do Si w gabrach Braszowic (Dziedzic 1989; Dziedzic, Kramer 1994), (wg Eiché *et al.* 1987)

Al versus Si in relation to pressure (after Eiché *et al.* 1987) in gabbro of Braszowice (Dziedzic 1989; Dziedzic, Kramer 1994)

1987). Ten wysoki poziom dla gabr Braszowic odpowiada głębokości około 13 km, co jest zbyt głęboko dla typowej skorupy oceanicznej, której grubość oceniana jest na 8 km. Możliwe, że w tym przypadku była to skorupa typu przejściowego. Przypuszczać można, że generowanie magmy gabr Braszowic i związanego z nimi kompleksu ofiolitowego jest raczej efektem "oceanizacji" skorupy kontynentalnej, podobnie jak to ma miejsce we współczesnym ryfcie Morza Czerwonego (Dziedzic 1989; Dziedzic, Kramer 1994).

W czasie podnoszenia się krystalizujących gabr Braszowic wraz z wznoszącym się płaszczem do płytkich poziomów skorupy formowały się w gabrach wąskie strefy ścinania, zaznaczone dynamiczną rekryształizacją minerałów (Dziedzic 1988). Początek rekryształizacji dynamicznej mógł odpowiadać w przybliżeniu temperaturze solidusu gabra. Ta rekryształizacja spowodowała również powstanie stromych struktur planarnych ( $S_1$  i  $S_2$ ) oraz w przybliżeniu poziomej lineacji. Duktylna deformacja była kontynuowana aż do osiągnięcia facji amfibolitowej, kiedy to gabra zostało lokalnie zamfibolityzowane w strefach ścinania. Ta duktylna, wysokotemperaturowa deformacja musiała mieć miejsce na głębokości poniżej 10 km.

#### Podziękowania

Pani mgr Ewie Starnawskiej oraz Panu dr. Pawłowi Zawidzkiemu z Laboratorium

Mikroskopii Skaningowej i Mikroanalizy ING PAN składam serdeczne podziękowania za wykonanie mikroanaliz rentgenowskich minerałów gabr.

### LITERATURA

- BLUNDY J. D., HOLLAND T. J. B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Miner. Petrol.*, 104, 208 – 224.
- BORKOWSKA M., 1985. Skały masywu Nowej Rudy w Sudetach i ich minerały. *Geol. Sudetica*, 20, 3 – 35.
- CIEMNIEWSKA M., 1993. Ultramafity ze Zwróconej pod Ząbkowicami Śląskimi (Dolny Śląsk). *Przeł. Geol.*, 41, 12, 844 – 848.
- DeBARI S. M., COLEMAN R. G., 1989. Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska. *Jour. Geophys. Res.*, 94, B4, 4373 – 4391.
- DZIEDZIC H., 1979. Problem genezy magm bazaltowych i ich związek z ultrabazytami strefy Niemczy. Proponowany model reżimu geotektonicznego. In: Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów siewierskich i metamorfiku kłodzkiego. T. Gunia (ed.), Materiały Konferencji Terenowej, Wrocław, 107 – 119.
- DZIEDZIC H., 1985. Variscan rejuvenation of the Precambrian gneisses along the eastern margin of the Góry Sowie massif, Fore-Sudetic block. *Krystalinikum*, 19, 7 – 27.
- DZIEDZIC H., 1988. Dynamic recrystallization in gabbroic rocks, Braszowice, Fore-Sudetic block. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 36, 197 – 208.
- DZIEDZIC H., 1989. Tectonics and petrogenesis of the Braszowice gabbro. In: Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes. W. Narębski, A. Majerowicz (ed.). Guidebook of excursions, May 1989, Wrocław, 124 – 156.
- DZIEDZIC H., 1995. N-MORB and E-MORB source of the Bielawa tholeiitic metabasalts in the Góry Sowie gneisses of the Fore-Sudetic block. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 43, 3, 153 – 164.
- DZIEDZIC H., KRAMER W., 1994. Structural and petrogenetic analysis of the Braszowice gabbro (Fore-Sudetic block, SW Poland). *Zbl. Geol. Paläont.* I, 1992, 1019 – 1037.
- EICHE G. E., FRANCIS D. M., LUDDEN J. N., 1987. Primary alkaline magmas associated with Quaternary Alligator Lake volcanic complex, Yukon Territory, Canada. *Contrib. Miner. Petrol.*, 95, 191 – 201.
- ELTHON D., 1987. Petrology of gabbroic rocks from Mid-Cayman Rise spreading center. *Jour. Geophys. Res.*, 92, 658 – 682.
- ELTHON D., CASEY J. F., KOMOR S., 1982. Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Island ophiolites: evidence from high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts. *Jour. Geophys. Res.*, 87, 8717 – 8734.
- FINCKH L., 1929. Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. *Preuss. Geol. L. A.*, Blatt Frankenstein 1:25 000.
- GILLIS K. M., THOMPSON G., KELLEY D. D., 1993. A view of the lower crustal component of hydrothermal systems at the Mid-Atlantic Ridge. *Jour. Geophys. Res.*, 98, 19597 – 19619.
- GUNIA P., 1992. Petrologia skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (blok przedsudecki). *Geol. Sudetica*, 26, 119 – 170.
- HOLLOWAY J. R., BURNHAM C. W., 1972. Melting relation of basalts with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, 13, 1 – 29.
- HYNES A., 1982. A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 119 – 125.

- JOHNSON M. C., RUTHERFORD M. J., 1989. Experimentally determined conditions in the Fish Canyon Tuff, Colorado, Magma Chamber. *J. Petrol.*, 30, 711 – 737.
- KRETZ R., 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural experimental data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 411 – 421.
- LEAKE B. E., 1965. The relationship between tetrahedral aluminium and maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *Amer. Mineral.*, 50, 843 – 851.
- LEAKE B. E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, 63, 1023 – 1052.
- LINDSLEY D. H., 1983. Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, 68, 477 – 493.
- LINDSLEY D. H., ANDERSON D. J., 1983. A two-pyroxene thermometer. *J. Geophys. Res.*, 88, Suppl. A887 – A906.
- MAJEROWICZ A., 1979. Grupa góriska Ślęży a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów. In: Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego, T. Gunia (ed.). Materiały Konferencji Terenowej, Wrocław, 9 – 34.
- MAJEROWICZ A., PIN C., 1994. The many petrological problems of the Mt Ślęża ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zbl. Geol. Palaont.* I, 1992, 983 – 1018.
- OLIVER G. J. H., CORFU F., KROGH T. E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Jour. Geol. Soc. London*, 150, 355 – 369.
- PIN C., MAJEROWICZ A., WOJCIECHOWSKA I., 1988. Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Lithos*, 21, 195 – 209.
- RAASE P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Miner. Petrol.*, 45, 231 – 136.
- RUTHERFORD M. J., SIGURDSON H., CAREY S., DAVIS A., 1985. The May 18 1980, eruption of Mount St. Helena, I, Melt composition and experimental phase equilibria. *Jour. Geophys. Res.*, 90, 2929 – 2947.
- ZNOSKO J., 1981. The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. In: Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif, II. W. Narębski (ed.). Guidebook of excursion, Potsdam-Freiberg, 3 – 30.

Helena DZIEDZIC

**P-T CONDITIONS OF BRASZOWICE GABBRO CRYSTALLIZATION  
(FORE SUDETIC BLOCK, SW POLAND)<sup>3</sup>**

**SUMMARY**

The gabbroic rocks of Braszowice represent the middle part of an ophiolite complex occurring in the Niemcza Dislocation Zone, considered as fragment of a larger Niemcza-Lądek transform fault (Dziedzic 1979, 1985). The lower member of the ophiolite contains serpentinized ultrabasic rocks of the Braszowice-Brzeźnica massif. The uppermost member is built of metatholeiites (of N-MORB and E-MORB geochemical signatures) (Dziedzic 1995) which primarily formed a set of dykes within the adjacent Góry Sowie gneisses (Dziedzic 1979, 1989). The mentioned ophiolites may be compared

<sup>3</sup> Manuscript received on May 1994, accepted in March 1995.

with a similar rock complex that occurs in the Mt Ślęza massif (Majerowicz 1979; Majerowicz, Pin 1994).

The plutonic member of the Braszowice-Brzeźnica ophiolite is represented by olivine-free hornblende-rich gabbroic rocks. On the Pl-Hbl-Px diagram their representative points lie in the pyroxene-hornblende and hornblende gabbro fields (Dziedzic 1989).

Plagioclases (microprobe analyses) have more calcic rims (~58An) than cores (63-84 An). The reverse zoning of the plagioclases indicates an increase of H<sub>2</sub>O activity at the later stage of their crystallization, as a crystallization of more basic plagioclase members depends on H<sub>2</sub>O increase in the melt (Rutherford *et al.* 1985; Johnson, Rutherford 1989). At the same time small interstitial plagioclase crystals crystallized, too.

Pyroxenes (diאלage) mostly occur as relict minerals. In the coarse-grained pyroxene varieties (1-2mm) various chemical compositions in single crystals were stated. These compositions show distinct trends of negative correlation for different chemical elements pairs, particularly for CaO versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diminishes together with CaO increase. The Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content is controlled by pressure of the pyroxene crystallization. In the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus TiO<sub>2</sub> diagram (after Elthon 1987) pyroxenes poor in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> fall into the low pressure field. The members containing more than 3% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> occupy the field of moderate pressure of 10 - 5 kb (Elthon 1987). The relations between the octahedral and tetrahedral Al also give a similar picture (on the diagram according to DeBari, Coleman 1989).

On the basis of the method of Lindsley and Anderson (Lindsley 1983; Lindsley, Anderson 1983) the temperatures between 1120 and 500°C and on the basis of the method of Kretz (1982) temperatures between 1097 and 515°C have been estimated as crystallization temperatures of Braszowice gabbro clinopyroxenes. The dependence of temperature on pressure is positive: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diminished synchronically with the temperature reduction, the pressure was, therefore, lowered, too.

Hornblende is rich in magnesium. The diagram Al<sup>IV</sup> versus (Na+K)<sub>A</sub> (fig. 9) shows a trend controlled by crystallization temperatures from the edenite hornblende to the common and actinolite hornblende. Their crystallization began under the pressure of about 5 kb (see diagrams Al<sup>VI</sup> versus Si and Ti versus Al). The main crystallization stage, however, took place at 5 - 4 kb limiting the lower pressure boundary for the Braszowice gabbro at near 4 kb.

Crystallization of the hornblende depended on the increase of H<sub>2</sub>O activity which simultaneously conditioned the crystallization of more basic plagioclases. The equilibrium temperatures for the pair of hornblende-plagioclase (Blundy, Holland 1990) were equaled to 858 - 526°C. The hornblende crystallization began at significantly lower temperatures than those of pyroxenes. Later crystallization of hornblende is confirmed by the diagram presenting the Mg# number (Mg/Mg+Fe<sup>Z+</sup>) of hornblende and pyroxenes versus calculated temperatures. The Mg# numbers of hornblendes are lower than those of pyroxenes. The increase of Mg# number with cooling is attributed to oxidation in near-solidus conditions (Blundy, Holland 1990).

The chemical compositions of higher-temperature pyroxenes and of



edenite hornblendes indicate that the minerals crystallized under pressures of 10 - 5 kb. The pressure in the gabbro was 10 - 4 kb, with two maxima: at 8 - 7 kb and at 5 kb (Dziedzic 1989). Supposing the pressure under which the studied gabbros crystallized was 8 kb, their solidus temperature should have been 765°C, because such a solidus temperature was experimentally determined for basic tholeiitic magmas at pressure of 8 kb (Holloway, Burnham 1972). The temperatures estimated for the clinopyroxenes and the pairs of hornblende-plagioclase of the Braszowice gabbro below 765°C are, therefore, the subsolidus temperatures at which the re-equilibration of chemical composition of minerals occurred. In the subsolidus the pressure decreased to 5 - 4 kb; that is confirmed by the  $Al^{VI}/Si$  ratio of the lower-temperature hornblendes. The re-equilibration ended, in principle, in the lower amphibolite facies and the pressure did not fall below 4 kb, what speaks for a depth of about 13 km. The beginning of gabbro crystallization, however, could have taken place at a depth of about 30 km.

After Elthon *et al.* (1982) and Elthon (1987) moderate pressures of gabbro crystallization are characteristic for slow spreading centres as a consequence of suppression of isotherms to deeper levels within lithosphere. On the contrary, the low pressure (1 atm - 2 kb) gabbroic rocks known from many mid-ocean ridges have crystallized along fast spreading centres. Where the heat flux is high, as in the case of fast spreading centres, most basaltic melts probably crystallize in shallow chambers with only small percentage of ultramafic cumulates which earlier still crystallized within the mantle (as in the Nowa Ruda ophiolite). For slow spreading rates, however, thermal conditions may be conducive to mass subcrustal fractionation with only a minor percentage of the original melt that rises in magma chambers situated in a shallow crustal level (the ophiolites of Braszowice-Brzeźnica, Szklary and Mt Słęża). This shallow crustal level of the Braszowice gabbro at a depth of ~13 km seems to be too deep for a typical oceanic crust. It is possible that the crust was of transitional type. It may be supposed that the formation of the Braszowice gabbro and the adjacent rocks of the ophiolite complex rather resulted from "oceanization" of the crust, similarly as it is known from the recent Red Sea rift (Dziedzic 1989; Dziedzic, Kramer 1994).

During the uplift of the crystallizing Braszowice gabbros along with the upwelling mantle into the shallow levels of the crust, narrow shearing zones marked by dynamic recrystallization were formed in them (Dziedzic 1988). The formation of these zones probably started at conditions close to the gabbro solidus. The dynamic deformation is also manifested by planar structures ( $S_1$  and  $S_2$ ) and subhorizontal lineation. The deformation was continued up to amphibolite facies, when the gabbro locally became amphibolitized along the margins of the shear planes. This ductile deformation must have taken place below the depth of 10 km.

*Institute of Geological Sciences  
of the Polish Academy of Sciences  
Department of Geology of the Sudetes  
Podwale 75  
50-449 Wrocław, Poland.*