

## PETROLOGIA SKAŁ ULTRAZASADOWYCH Z MASYWU BRASZOWIC-BRZEŹNICY (BLOK PRZEDSUDECKI)

### Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block)

Piotr GUNIA

Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Pracownia Geologii Sudetów  
ul. Podwale 75, 50-440 Wrocław\*

#### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	119
Wstęp . . . . .	120
Rozwój badań geologicznych masywu Braszowic-Brzeźnicy . . . . .	121
Zarys budowy geologicznej obszaru badań . . . . .	123
Metody badań mineralogiczno-petrograficznych . . . . .	124
Charakterystyka petrograficzna skał ultrazasadowych . . . . .	126
Charakterystyka petrograficzna stref kontaktowych serpentynitów z niektórymi skałami ich bezpośredniego otoczenia . . . . .	137
Interpretacja zmienności chemizmu ultrabazytów . . . . .	142
Analiza stopnia serpentynizacji . . . . .	151
Znaczenie składu chemicznego niektórych minerałów dla określenia temperatur krystalizacji skał ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy . . . . .	154
Omówienie wyników badań i wnioski . . . . .	161
Literatura . . . . .	164
Summary . . . . .	168

**STRESZCZENIE.** W pracy przedstawiono charakterystykę petrologiczną ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy, położonego w południowym obrzeżeniu gnejsowego bloku sowiońskiego. Wśród skał ultrazasadowych wyróżniono: perydotyty, piroksenity, skały piroksenowo-amfibolowe oraz serpentynity. W grupie serpentynitów wydzielono; serpentynity lizardytowo-chryzotylowe i serpentynity antygorytowe. Opisa- no również niektóre skały towarzyszące ultrabazytom oraz strefy kontaktów: metagabro-serpentynit i aplit-serpentynit.

Na podstawie wyników analiz chemicznych ustalono, że skałami pierwotnymi serpentynitów mogły być harzburgity i lherzolity, a w mniejszym stopniu werlity i dunity. Skały te składem chemicznym odpowiadają ultrabazytom najniższego członu sekwencji ofiolitowej tzn. metamorficznym perydoty- tom. Niektóre z nich mogą być porównywalne z ultramaficz- nymi kumulatami ofiolitów.

Obliczono również temperatury równowagi fazowej pary oli- win-spinel chromowy w perydotytach (920–1100°C) oraz tem- peratury krystalizacji piroksenów jednoskośnych w klinopiro- ksenitach (780–880°C). Temperatury te w przypadku perydo- tytów wskazywałyby na warunki górnopłaszczkowej rekrysta- lizacji we wczesnym stadium formowania się skorupy oceanicz- nej, w odniesieniu do klinopiroksenitów natomiast sugerują ich genetyczny związek z magmową facją ultrabazytów powstałą w stadium depozycji kumulatów ultramaficznych.

Na podstawie przeprowadzonych studiów nad petrogene- zą ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy sformułowano hipotezę, zgodnie z którą skały te stanowią przeobrażony i zde- formowany fragment strefy przejściowej między metamorficz- nymi perydotytami i ultramaficznymi kumulatami w asocjacji ofiolitowej.

\* Obecny adres: Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, Zakład Mineralogii i Petrografii, 50-205 Wrocław, ul. Cybulskiego 30.

## WSTĘP

Zserpentynizowane skały ultrazasadowe rozciągają się wokół bloku sowiogórskiego w postaci pojedynczych, izolowanych tektonicznie masywów. Masyw ograniczający gnejsy od północy nosi nazwę Gogołów-Jordanów, niewielki masyw w części wschodniej na granicy ze strefą Niemczy określany jest nazwą masywu Szklar, natomiast trzeci masyw, zlokalizowany w południowym obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich, nosi nazwę

masywu Braszowic-Brzeźnicy (Braszowic-Grochowej) (fig. 1).

Ostatnie lata przyniosły znaczny postęp w penetracji geologicznej tych masywów. Na podstawie przesłanek petrologicznych i tektonicznych przedstawiono pogląd, zgodnie z którym ultrabazyty te mogą stanowić integralną część asocjacji ofiolitowej. (Majerowicz 1979a; Dziedzicowa 1979; Znosko 1981). Jednak wiele problemów petrologicz-

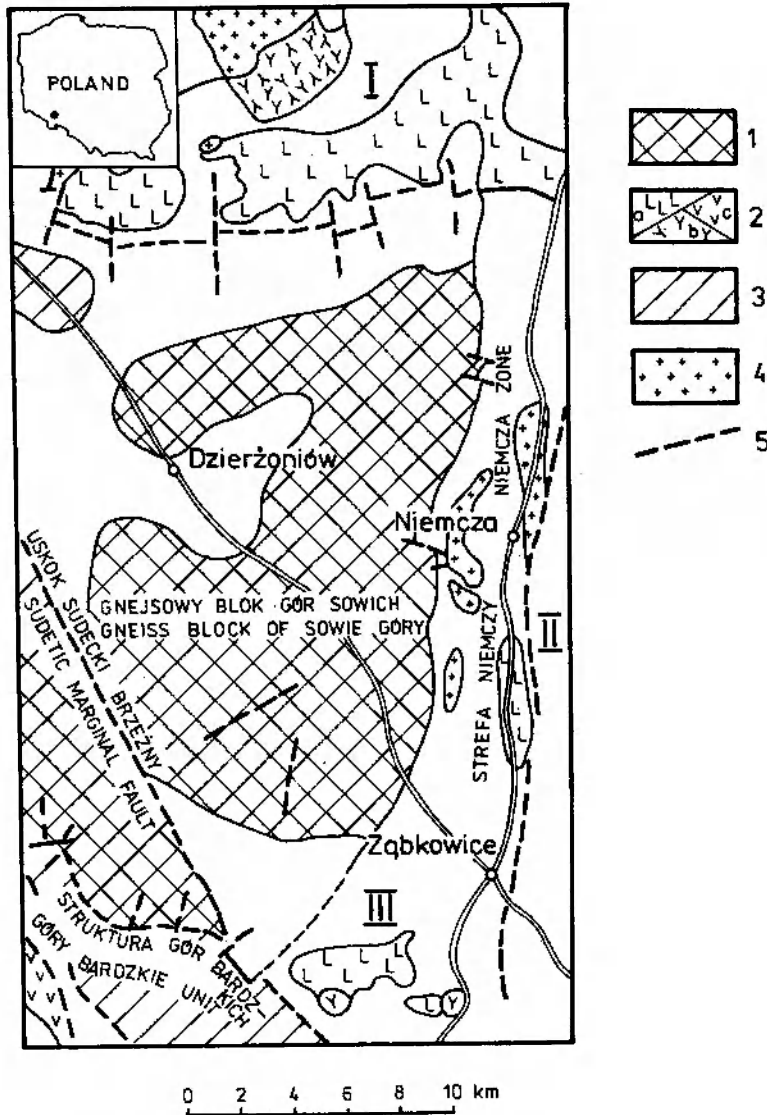


Fig. 1. Szkiecowa mapa geologiczna (zakryta, uproszczona) rozmieszczenia masywów serpentynitowo-gabrowych w otoczeniu gnejsowego bloku Gór Sowich wg Dziedzicowej (1979) z uzupełnieniami autora. I – masyw serpentynitowy Gogołów-Jordanów; II – masyw serpentynitowy Szklar; III – masyw serpentynitowy Braszowic-Brzeźnicy. 1 – gnejsy bloku sowiogórskiego; 2 – skały zasadowe i ultrazasadowe: a – serpentynity, b – gabra, c – diabazy; 3 – skały szarogłazowo-ilastej serii struktury Gór Bardzkich; 4 – granitoidy waryscyjskie; 5 – linie dyslokacyjne

Geological sketch-map (covered and simplified) showing distribution of serpentinite gabbro massifs at the Sowie Góry gneiss block margin (according to Dziedzicowa (1979)) supplemented by the present author. I – Gogołów-Jordanów serpentinite massif; II – Szklary serpentinite massif; III – Braszowice-Brzeźnica serpentinite massif. 1 – gneisses of Sowie Góry block; 2 – basic and ultrabasic rocks: a – serpentinites, b – gabbros, c – diabases; 3 – rocks of graywacke-argillite series of the Bardo Mts unit; 4 – Variscan granitoids; 5 – faults

nych nie zostało jeszcze wyjaśnionych, co wymaga dokładniejszych badań tych kompleksów z zastosowaniem nowoczesnych metod badawczych.

Niniejsza praca stanowi próbę analizy petrologicznej skał ultrazasadowych (o zawartości  $\text{SiO}_2$  poniżej 45% wag.) z masywu Braszowic-Brzeźnicy. Masyw ten, szczególnie w swojej zachodniej części, był dotychczas stosunkowo słabo zbadany pod względem petrologicznym. W trakcie przepro-

wadzonych badań został on dokładniej spenetrowany.

Badania petrologiczne ultrabazytów przeprowadzono pod kątem określenia protolitu ultrabazytów oraz odtworzenia ich wczesnej ewolucji metamorficznej. Zwrócono także uwagę na pewne przesłanki prospekcyjne występowania złóż kopalin użytecznych związanych z ultrabazytami.

## ROZWÓJ BADAŃ GEOLOGICZNYCH MASYWU BRASZOWIC-BRZEŹNICY

Okolice Ząbkowic Śląskich znane były od wieków jako miejsce występowania chryzoprazów. Szczególnym miłośnikiem tych pięknych kamieni szlachetnych był cesarz Fryderyk Wielki, który początkowo otrzymywał je od właściciela majątku Koźmice, Goldbacha, a po zakończeniu wojny siedmioletniej sam przeznaczył znaczną kwotę na poszukiwanie złóż ulubionego kamienia.

Poszukiwanie chryzoprazów zapoczątkowało okres intensywnej penetracji geologicznej prowadzonej w okolicach Ząbkowic, która w późniejszych latach doprowadziła do odkrycia niewielkich złóż rud chromu, niklu oraz wystąpień magnezytu.

Jedną z pierwszych opublikowanych prac o serpentynitach z okolic Braszowic była praca Glockera z 1827 roku. Znajdujemy w niej pierwszy makroskopowy opis serpentynitu z Grochowca (Groch-Berg) wraz z towarzyszącymi mu żyłami chromitowo-magnetytowymi. Wspomniany autor podaje również wyniki pomiarów spękań oraz stwierdza występowanie w serpentynitach chryzoprazu, aragonitu, talku, chalcedonu i kwarcu.

Pierwsze analizy chemiczne minerałów z serpentynitów masywu zamieszcza Bock (1868) w swojej dysertacji o minerałach Dolnego Śląska. Analizowany przez niego chloryt magnezowy z serpentynitów okolic Grochowa został później opisany przez Webskyego (1873) pod nazwą „grochowitz” (niem. Grochaut) i termin ten do dziś jest używany w mineralogii jako synonim szeridanitu.

W następnych latach ukazało się kilka prac poświęconych gnejsom hornblendowym ze Stróżnika (Liebisch 1877), gabrom i serpentynitom z okolicy Braszowic (Traube 1885) i tzw. „eklogitom” ze wzgórza Mních (Traube 1887). Opracowania te miały zwykle charakter opisowy i nie zawierały szerszych wniosków odnośnie do petrogenety ultrabazytów.

Pierwszą próbę wyjaśnienia pozycji strukturalnej skał gabrowych względem serpentynitów pod-

jął Kosmann w 1880 roku. W swoim artykule o dolnośląskich chromitach pisał: „Hartheberg (Mních) to wzniesienie zbudowane ze skał gabrowych, wokół którego rozciąga się pierścieniowa okrywa skał serpentynitowych”. Pogląd ten nie został potwierdzony jednak późniejszymi badaniami.

W latach dwudziestych XX wieku prace kartograficzne w masywie Braszowic-Brzeźnicy prowadził Finckh. W swojej pracy o bazytach i ultrabazytach Dolnego Śląska (1923), jak i w objaśnieniach do mapy geologicznej okolic Ząbkowic (arkusz Frankenstein) (1923) szeroko opisał zagadnienie genezy i wieku skał tego obszaru. Autor ten uznał, że serpentynity pochodzą z pierwotnych perydotytów, którym towarzyszyły komagmatyczne skały gabrowe. Zdaniem Finckha skałami wyjściowymi, z których powstały serpentynity, były werlity i dunity, które lokalnie zawierały hornblendę. Wspomniany autor łączył proces serpentynizacji z pneumatolitycznym oddziaływaniem granitoidów, a ich przedgórnodołowy wiek określił opierając się na pracy Güricha (1901), który stwierdził występowanie otoczków gabrowych w górnodołowych zlepieńcach na wzgórzu Wapnica koło Dzikowca. Finckh w swojej pracy (1932) omówił również zaleganie na serpentynitach warstw zdarnowskich struktury bardzkiej ze znamionami metamorfozy kontaktowej (adinole), uznając przy tym, że gabra i serpentynity masywu Braszowic-Brzeźnicy są posylurskie. Pogląd ten nie został jednak potwierdzony późniejszymi badaniami. Nie stwierdzono termicznego kontaktu serpentynitów z szarogłazowo-ilastą serią struktury bardzkiej.

Po drugiej wojnie światowej na obszarze masywu Braszowic-Brzeźnicy prowadzono intensywne prace poszukiwawcze mające na celu rozpoznanie występowania złóż kopalin użytecznych (Gruszczuk 1948; Krajewski 1949; Kisielow 1956; Chmura, Pałubicki 1961; Gajewski 1966, 1974). Prace te doprowadziły w latach 1947–1968 do udokumentowania

złóż magnezytu „Grochów” i „Braszowice”. Prrowadzono również badania określające przydatność serpentynitów jako forsterytowych materiałów ogniotrwałych (Kubicz 1966) oraz możliwości wykorzystania towarzyszących serpentynitom skał talkowo-chlorytowych (Sułkowski 1964), jak również prace nad sposobem zagospodarowania niklonowej zwietrzliny serpentynitowej (Chmura, Pałubicki 1961).

Istotne znaczenie dla późniejszych badań masywu miała synteza poglądów o skałach ultrazasadowych w obrzeżeniu bloku sowiogórskiego zawarta w *Geologii regionalnej Polski* (Teisseyre *et al.* 1957). Autorzy tej pozycji cytują pogląd Finckha o przedgórnodońskim wieku ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy, równocześnie podkreślając ich związek z trzema głównymi kaledońskimi wirgacjami fałdów w Sudetach.

Na temat geologii i pozycji strukturalnej masywów ultrazasadowych wokół bloku sowiogórskiego wielokrotnie wypowiadał się Oberc (1957, 1966, 1977). Zdaniem tego autora ultrabazyty zostały sfałdowane w późnoprekambryjskiej fazie orogenicznej i należą do tzw. fundamentu krystalicznego Sudetów. Skały gabrowe są nieco młodsze od serpentynitów, gdyż wnikają w nie w postaci apofiz i żył. Stwierdzenia te, obok hipotezy o ofiolitowym charakterze kompleksu, stanowią cenny przyczynek do dyskusji nad petrogenezą i pozycją strukturalną ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy.

Z prac petrograficznych o ultrabazytach wschodniej części masywu należy wymienić publikację Chmury (1960) o serpentynitach antygorytowych z okolic Grochowa oraz opracowanie Kubicza (1966), który podjął próbę usystematyzowania nazewnictwa skał serpentynitowych tego obszaru. Wyróżnił on następujące ich odmiany: perydotyt, perydotyt serpentynowy, perydotyt serpentynowo-talkowy, serpentynit, zsylikowany serpentynit chlorytowy, rdzawy silnie zsylikowany serpentynit i inne.

Problem serpentynizacji ultrabazytów masywu przedstawili także Maciejewski (1968) oraz Niśkiewicz (1970). Pierwszy z nich uznał, że bezpośrednią przyczyną serpentynizacji była autometamorfiza skał ultrazasadowych, a drugi założył, że serpentynizacja zachodziła w warunkach zachowania stałej objętości skał.

Szczególnie cenną pozycję dla porównania ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy z innymi dolnośląskimi skałami ultrazasadowymi stanowi praca Smulikowskiego (1973). Przedstawił on tu w pełni, a zarazem syntetyczny sposób charakterystykę petrograficzną ultrabazytów Dolnego

Śląska ze szczególnym uwzględnieniem ich zmienności strukturalno-teksturalnej oraz zróżnicowania składników mineralnych. Serpentynity masywu Braszowic-Brzeźnicy Smulikowski (*op. cit.*) uznał za apowerlitowe i podkreślił, że w ich słabo zserpentynizowanych odmianach zawartość oliwiny sięga 80% objętości.

W latach 1977–1985 rozwój teorii migracji płyt litosfery spowodował pewną zmianę poglądów na problem występowania ultrabazytów w obrzeżeniu bloku sowiogórskiego. Pojawiło się wówczas wiele nowych hipotez, według których ultrabazyty te są fragmentem dawnej skorupy oceanicznej przemieszczonej w obręb cokołu kontynentalnego (m.in. Cwojdziański 1977, 1980; Dziedzicowa 1979, 1981; Znosko 1981; Bakun-Czubarow *et al.* 1982). Zagadnienie pozycji strukturalnej masywu Braszowic-Brzeźnicy w powiązaniu z ultrabazytami strefy Niemczy szeroko rozpatrzyła Dziedzicowa (1979, 1981) zwracając szczególną uwagę na możliwość interpretacji zserpentynizowanych ultrabazytów niemczańskich jako fragmentów grzbietów transwersalnych w strefach głębokich rozłamów typu oceanicznego. Zdaniem Dziedzicowej (1979, 1981) ultrabazyty Sobótki, Szklar i Braszowic zostały blokowo bądź protruzyjnie wyniesione z górnego płaszczka, tworząc obramowanie rozległej transwersalnej doliny wypełnionej depozytami młodszymi od otoczenia. Analiza chemizmu ultrabazytów ze wschodniej części masywu przeprowadzona przez Narębskiego i Majerowicza (1985), wskazuje, że skały te mogą reprezentować tzw. „metamorficzne perydotyty” kompleksu ofiolitowego („restytowe harzburgity”).

Pozycja strukturalna ultrabazytów w otoczeniu bloku sowiogórskiego jest obecnie przedmiotem ożywionej dyskusji naukowej. Zwolennicy autochtonicznego pochodzenia ultrazasadowych kompleksów wokół bloku sowiogórskiego uważają, że są to późnoassyntyjskie intruzje wyniesione wzdłuż głębokich rozłamów oddzielających blok sowiogórski od wcześnieassyntyjskiego tektogenu (Oberc 1977), jak również zakładają, że mogą mieć one charakter wczesnopaleozoicznych diapiroowych protruzji powstałych w warunkach tensyjnej ewolucji orogenu (Jamrozik 1979, 1981). Hipotezy o allochtonicznym pochodzeniu ultrabazytów zakładają ich postkonsolidacyjną deformację oraz przemieszczenie. Cwojdziański (1977) uważa, że ultrabazyty te stanowią fragment dawnej skorupy oceanicznej powstałej po rozpadzie pierwotnego prekambryjskiego kontynentu i że wiekowo mogą one odpowiadać piętru spilitowemu Masywu Czeskiego (700–800 mln lat). Inny pogląd reprezentuje Znosko (1981) zakładając, że fragment ocea-

nicznej litosfery został poddany wielofazowej deformacji tektonicznej, a o jego przemieszczeniu ma świadczyć dipolowe namagnesowanie bazytów i ultrabazytów w obrzeżeniu Gór Sowich. O allochtonicznym pochodzeniu masywu serpentynito-

wego Braszowic-Brzeźnicy wspomina także Wajsprych (1981), sugerując jednak jego genetyczny związek z ewolucją chaotycznego kompleksu Gór Bardzkich.

## ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ OBSZARU BADAŃ

Masyw serpentynitowy Braszowic-Brzeźnicy jest położony w południowym zakończeniu metałupkowej dyslokacyjnej strefy Niemczy, a także rozciąga się wzdłuż uskoku wyznaczającego południową krawędź bloku Gór Sowich (fig. 1). Zajmuje on powierzchnię około 40 km<sup>2</sup>, a w morfologii zaznacza się jako pasmo wzniesień o przebiegu niemal równoleżnikowym. W pasmie tym od zachodu występują wzgórza: Mnich o wysokości 492 m npm., Stróżnik 417 m npm. oraz Grochowic 425 m npm. Rozmieszczenie szczytów wzniesień przedstawiono na figurze 2.

W obrzeżeniu masywu serpentynitowego Braszowic-Brzeźnicy występują podrzędnie inne skały. Południowo-zachodnią, tektoniczną granicę masywu wyznacza uskok sudecki brzeźny, na północy omawiane serpentynity od gnejsów sowiogórskich oddziela strefa łupków węglanowo-talkowych (Gajewski 1974). Od południowego wschodu skały ultrazasadowe kontaktują tektonicznie z łupkami krystalicznymi strefy Niemczy, na wschodnim zaś zboczach Stróżnika z granodiorytami, aplitami oraz gnejsami kwarcowo-skalieniowymi zawierającymi hornblendę. Aplity o strukturze mikrokrystalicznej występują również w blockach *in situ* na północno-wschodnich zboczach Stróżnika oraz w pobliżu dawnej kopalni magnezytu w okolicy Grochowa (fig. 2 i 3 odsł. 38).

Od południa i południowego wschodu serpentynity kontaktują z silnie zsoosurytyzowanymi labradorowo-diallagowymi gabroidami, które miejscami mają charakter zrodingityzowanych bądź schlorityzowanych plagioklazonośnych klinopiroksenitów z tremolitem. Na wzgórzu Mnich występują dajki, żyły bądź apofizy klinopiroksenitowe, które wnikają zwykle w silnie spękane serpentynity jako ciała skalne o niewielkiej miąższości (0,2–3 m) często zuskokowane i przemieszczone. W części wschodniej masywu (okolice Braszowic) płaszczyzna kontaktu skał gabroidowych z serpentynitami zapada pod niewielkim kątem w kierunku wschodnim, co potwierdzono badaniami elektrooporowymi (Peron 1979). Żyły piroksenitowe na wzgórzu Mnich zapadają generalnie stromo w kierunku NNW.

Badania petrograficzne skał masywu Braszo-

wic-Brzeźnicy, przeprowadzone przez autora niniejszego opracowania, wykazują, że skały ultrazasadowe są zróżnicowane i można wydzielić dwie odrębne strefy ich występowania. W części wschodniej dominują słabo zserpentyzowane perydoty z tremolitem, wśród których na wzgórzu Grochowic występują pojedyncze soczewy (?) serpentynitów lizardytowo-chryzotylowych. W zachodniej części przeważają serpentynity antygorytowe z tkwiącymi w nich pojedynczymi fragmentami zuskokowanych i przemieszczonych dajek klinopiroksenitowych, wykazujących nierzadko znamiona rodingityzacji, wraz z charakterystycznymi chlorytowymi otulinami kontaktowymi typu „black wall” (fig. 3).

W swojej bogatej historii geologicznej zarówno perydoty, jak i serpentynity uległy lokalnie procesom listwenityzacji, chlorytyzacji i steatytyzacji oraz intensywnemu wietrzeniu, szczególnie w południowo-wschodniej części masywu. Miejscami w ultrabazytach zaznaczyła się również mineralizacja magnezytowa w postaci siatek i żył o zmiennej miąższości. Należy w tym miejscu podkreślić, że szczególnie silne otalkowanie i karbonatyzacja skał są obserwowane w strefie bezpośrednio przyległej do granodiorytów i metałupków niemczańskich.

Skałom ultrazasadowym masywu Braszowic-Brzeźnicy przypisuje się wiek przedgórnodoński (Teisseyre *et al.*, 1957).

W partiach niżej położonych ultrabazyty przykryte są osadami kenozoicznymi o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Utwory trzeciorzędowe są tu reprezentowane przez osady mioce- nu, wykształcone jako pstre ily i mułki plastyczne z przewarstwieniami żwirów z otoczkami gnejsów i gabroidów. Częste są również wkładki węgla brunatnego (lignit) oraz ilów węglistych. Mioceni- ski wiek przypisuje się również brunatnym zwietrzeli- nom serpentynitów. Lokalnie są one silnie przepo- jone krzemionką, a miejscami tworzą masywną brunatną skałę z żyłkami chalcedonu (birbirył).

Osady czwartorzędowe to gliny zwałowe, gliny deluwialne z blockami skał otoczenia, żwiru i piaski fluwioglacjalne oraz współczesne aluwia rzeczne (Gajewski 1974).

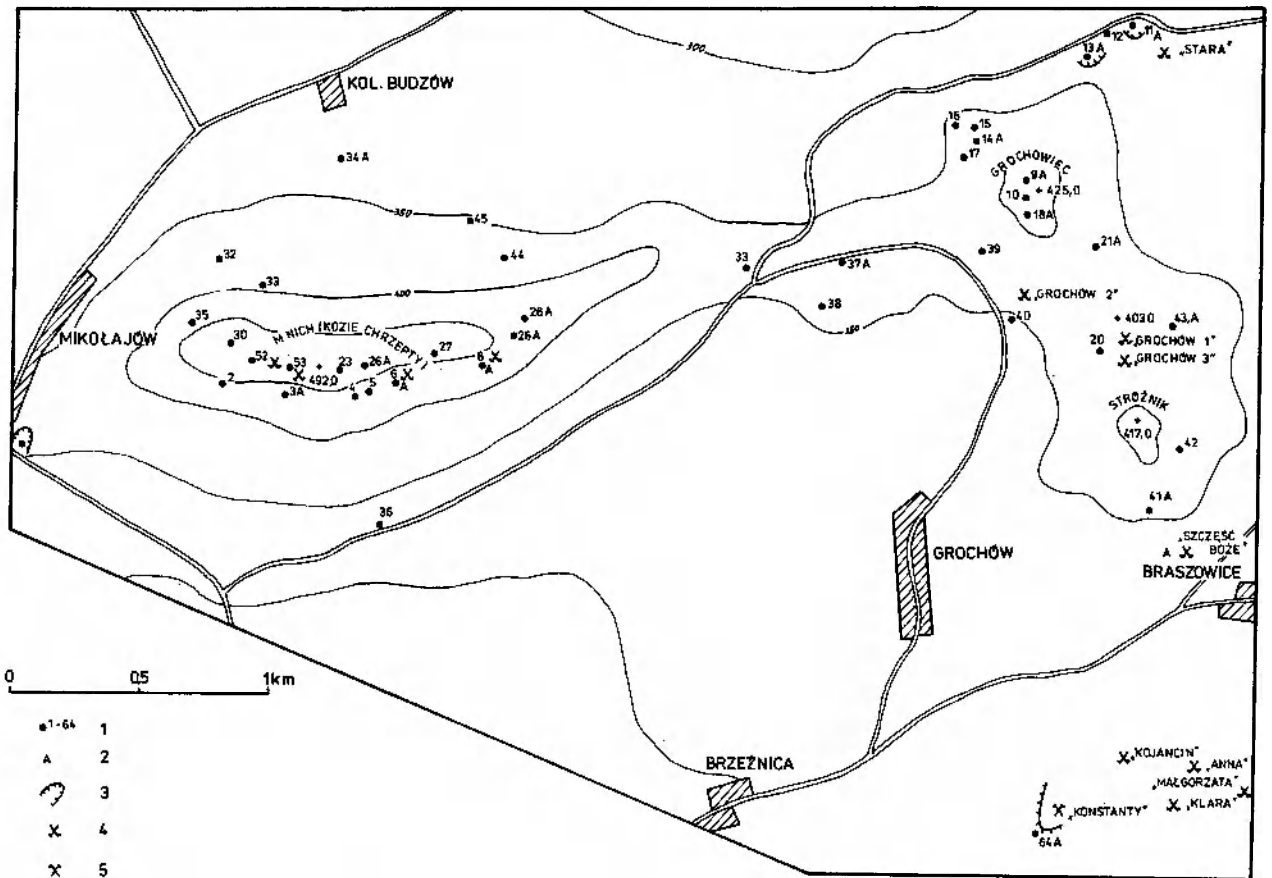


Fig. 2. Szkicowa mapa serpentynitowego masywu Braszowic-Brzeźnicy z zaznaczonymi odstonięciami skał ultrazasadowych, które poddano badaniom petrograficznym. 1 – oznaczenia wystąpień; 2 – miejsca pobrania prób skał ultrazasadowych do badań chemicznych; 3 – nieczynne kamieniołomy; 4 – nieczynne kopalnie magnezytu; 5 – kopalnia magnezytu

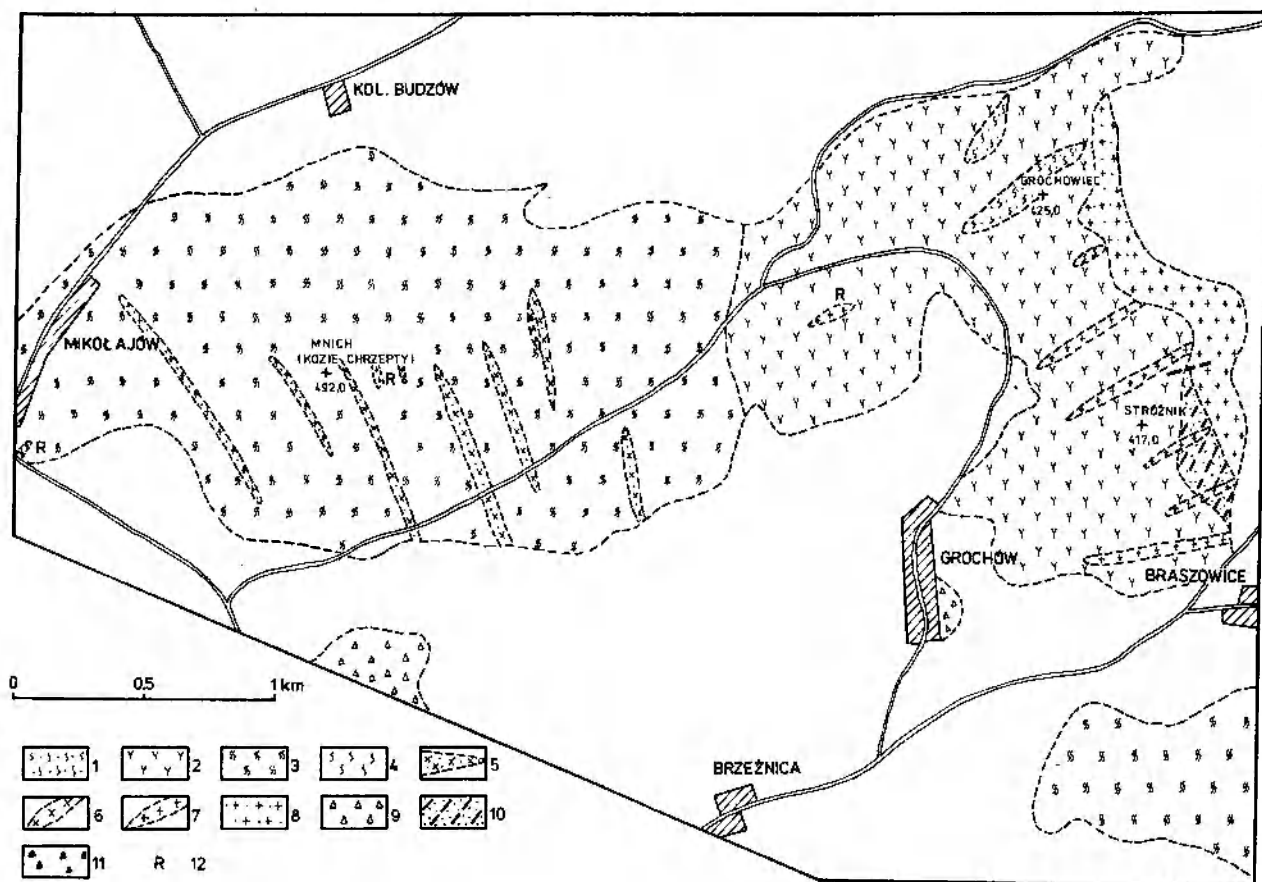
Sketch-map of serpentinite Braszowice-Brzeźnica massif showing distribution of occurrence sites of ultrabasic rocks investigated petrographically. 1 – outcrop numbers; 2 – occurrence sites of ultrabasic rocks investigated chemically; 3 – abandoned quarries; 4 – old magnesite mines; 5 – magnesite mine

## METODY BADAŃ MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNYCH

Badania terenowe przeprowadzono w latach 1984–1986. Objęto nimi centralną część masywu Braszowic-Brzeźnicy o powierzchni około 25 km<sup>2</sup>, położoną pomiędzy Tarnowem k. Ząbkowic Śląskich a Mikołajowem k. Srebrnej Góry. Obszar ten stanowi około 60% łącznej powierzchni wspomnianego masywu. Na terenie tym znajduje się również najwięcej naturalnych i sztucznych odstonieć, stanowiących podstawę do badania różnych odmian skalnych i ich wzajemnych relacji. Przy zestawianiu mapy geologicznej wykorzystano również niepublikowane materiały z wierceń, przy czym szczególną uwagę zwrócono na lokalizację otworów na obszarze przykrytym osadami kenozoicznymi. W toku prac terenowych opisano 30 odstonieć, z których zebrano materiał do petrograficznych badań mikroskopowych, analiz chemicznych oraz badań mineralogicznych. Badania mik-

roskopowe przeprowadzono na około 160 płytkach cienkich oraz 15 zglądach polerowanych przygotowanych do badań w świetle odbitym.

Z pobranych próbek skał wykonano 23 nowe analizy chemiczne oraz 23 analizy mikrometryczne. Analizy ultrabazytów oznaczone numerami od 1 do 4 oraz od 12 do 22 (tab. 9) wykonano tradycyjną metodą moką w laboratorium chemicznym Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, gdzie również oznaczono niektóre pierwiastki śladowe metodą absorpcji atomowej. Niektóre analizy chemiczne skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (nr 6–8, 30–32) wykonano dzięki uprzejmości prof. R. Emmermanna w laboratorium Mineralogisch-Petrographisches Institut J. Liebig Universität w Giessen (RFN) metodą rentgenowskiej analizy fluorescencyjnej. Badania chemiczne skał zostały uzupełnio-



**Fig. 3.** Szkiecowa mapa geologiczna (zakryta) masywu serpentynitowego Braszowice-Brzeźnicy (wg Finckha 1932; Gajewskiego 1974; Jamrozika 1981 oraz badań własnych autora). 1 – serpentynity lizardytowo-chryzotylowe; 2 – dunity i perydotyty z tremolitem; 3 – serpentynity antigorytowe; 4 – serpentynity antigorytowe z relikdami oliwinu; 5 – piroksenity; 6 – schlorotypizowane piroksenity; 7 – aplity; 8 – granitoidy strefy Niemczy; 9 – metagabra; 10 – łupki krystaliczne; 11 – brekcje chalcedonowo-serpentynitowe; 12 – wystąpienia rodingitów

Geological sketch-map (covered) of the Braszowice-Brzeźnica serpentinite massif (compiled after Finckh 1932; Gajewski 1974; Jamrozik 1981 and the present author's investigations). 1 – lizardite-chrysotile serpentinites; 2 – dunite and peridotite with tremolite; 3 – antigorite serpentinite; 4 – antigorite serpentinite with olivine remnants; 5 – pyroxenite; 6 – chloritized pyroxenite; 7 – aplite; 8 – granitoids of the Niemcza Zone; 9 – metagabbros; 10 – crystalline schists; 11 – chalcidony-serpentinite breccia; 12 – occurrence sites of rodingite

ne danymi z wcześniejszych publikacji (Pendias, Maciejewski 1959; Kubicz 1966) oraz dokumentacji geologicznych złóż magnezytu „Grochów” i „Braszowice”.

W celu wydzielenia poszczególnych minerałów z ultrabazytów próbki skał poddano selektywnej dezintegracji. Po rozdrobnieniu przesiano je uzyskując różne frakcje ziarnowe. Frakcję o uziarnieniu 0,1–0,2 mm rozdzielono na zespoły monomineralne stosując separację elektromagnetyczną oraz rozdział w cieczach ciężkich (bromoforn). Monomineralność wydzielonych zespołów ziarn kontrolowano pod binokulem.

Wyseparowane ze skał minerały serpentynowe poddano analizie rentgenostrukturalnej (łącznie 15 analiz). Uzyskane dyfraktogramy porównywano z danymi zawartymi w pracy Whittakera i Zussmana (1956). Metodą rentgenowską okreś-

lono również zawartość forsterytu w oliwinach, wykorzystując wzór Yodera i Sahamy (1957), oraz zawartość cząsteczki enstatytowej w piroksenach posługując się wykresami z pracy Zwaana (1954). Skład spineli chromowych wyznaczono przy zastosowaniu diagramów Allena (1966). Wykonano i zinterpretowano używając kartoteki ASTM także kilkanaście analiz rentgenowskich innych minerałów z badanych skał.

Badania rentgenograficzne wykonano stosując promieniowanie  $\text{CuK}_\alpha$  i filtr Ni na dyfraktometrze DRON-2,0.

Dokładną identyfikację minerałów z grupy serpentynów i chlorytów umożliwiły badania wykonane metodami: termicznej analizy różnicowej oraz spektralnej analizy absorpcyjnej w podczerwieni. Wyniki badań termicznych wykonanych na derywatografie MOM produkcji węgierskiej inter-

pretowano na podstawie opracowania Sztieinberga i Czaszczuchina (1977). Badania spektrofotometryczne w podczerwieni w zakresie  $400-700\text{ cm}^{-1}$  przeprowadzono na aparacie Specord 72 IR produkcji NRD, a w zakresie  $700-4500\text{ cm}^{-1}$  na urządzeniu Spectronom 200 MOM produkcji węgierskiej. Uzyskane w wyniku badań krzywe absorpcji w podczerwieni porównywano z wykresami w pracach Farmera (1974) oraz Yarriva i Heller-Kallaiego (1975).

## CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ ULTRAZASADOWYCH

W obrębie skał ultrazasadowych badanego masywu można wyróżnić kilka odmian petrograficznych. Do najbardziej interesujących należą te odmiany, które nie uległy zaawansowanej serpentinizacji. Do grupy tej zaliczono perydotyty, piroksenity oraz skały piroksenowo-hornblendowe.

### PERYDOTYTY

Perydotyty występują na północnych i północno-zachodnich zboczach wzgórz Stróżnik i Grochowiec, a także napotkano je w odsłonięciach na bezimiennym wzgórzu pomiędzy Grochowcem a Mniczem. Na figurze 2 odsłonięcia perydotytów oznaczone są numerami 11, 12, 13, 20, 37, 38, 40, 41, 43. W strefie wystąpień perydotytów, bezpośrednio przyległej do granitoidów niemczańskich, zaznacza się ich otalkowanie oraz mineralizacja siatkowym magnezitem.

Próbki do badań petrograficznych i geochemicznych pobrano z odsłoneń naturalnych zlokalizowanych na wschodnim zboczu wzgórza Stróżnik (odsł. 41, 43) i północnym stoku Grochowca (odsł. 11, 12, 13), jak również z ociosów dawnych sztolni i szybów kopalni magnezytu Grochów 1, Grochów 2 i Grochów 3 (odsł. 20). Część materiału badawczego pochodziła także z blozków *in situ* na wschodnim zboczu Stróżnika (odsł. 41, 43) oraz napotkanych na hałdach nieczynnej kopalni magnezytu między Grochowcem a Mniczem (odsł. 37, 38).

Megaskopowo perydotyty przedstawiają sobą czarną, czasem ciemnozieloną masywną skałę o nieregularnej oddzielności, posiadającą strukturę afanitową i bezładną teksturę.

Pod mikroskopem omawiane odmiany skalne wykazują zwykle strukturę hipautomorfowoziaństą, równoziaństą, sporadycznie heteroziaństą. Ich tekstura jest zwykle bezkierunkowa, czasem można też zaobserwować smużyście nagromadze-

nia zdeformowanych ziarenek oliwinowych, często wygiętych w fałdki załomowe. Z głównych składników mineralnych najlepiej wykształcone są: oliwin (forsteryt), piroksen jednoskośny o cechach augitu diopsydowego, tremolit oraz spinel chromowy. W żyłkach tkwią zwykle serpentyn, talk, chloryt oraz minerały nieprzezroczyste. Skład modalny perydotytów podano w tabeli 1.

Niektóre wyniki badań przedstawiono w odrębnych pracach (Gunia 1986a,b, 1987).

Oliwin jest głównym składnikiem skał perydotytowych, w których jego zawartość sięga 80% obj., a po przeliczeniu, z pominięciem faz wtórnych, nierzadko przekracza 90% obj. Występuje najczęściej w postaci jasnobrązowych, nieregularnych, ksenomorficznych ziarn o rozmiarach 0,8–6 mm często porożcinanych drobnymi żyłkami serpentynu oraz pokrytych pylastą substancją o brunatnym zabarwieniu (bowlingit?, iddyngsy?) (pl. 1, 1, 2). W niektórych płytkach cienkich stwierdzono występowanie drugiego rodzaju ziarenek oliwinowych o wielkości nie przekraczającej 0,2 mm (pl. I, 4). Drobne te ziarenka wchodzi najczęściej w skład silnie zgranulowanej mozaiki, faliście bądź mozaikowo wygaszającej światło, tkwiącej wśród większych, odmiennie wygaszających światło osobników oliwinowych. Na syntektoniczną rekrytalizację części perydotytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy wskazuje obecność w niektórych ziarnach oliwinowych charakterystycznych soczewkowych bądź wrzecionowatych lametek deformacyjnych o długości do 2 mm i grubości 0,05–0,2 mm, które zwykle układają się dłuższymi osiami zgodnie ze ścianami o wskaźnikach (110), rzadziej (010). Niektóre zdeformowane ziarna oliwinowe wchodzi w skład „palczastych” agregatów przypominających zrosty symplektytowe. Agregaty te często są powyginane w fałdki załomowe (pl. I, 3). Badania cech optycznych ziarn oliwinów ( $2V_{\gamma} = 86-88^{\circ}$ ) wskazują na ich przynależność do grupy forsterytu (chryzolit o zawartości cząsteczki fajalitowej 6–11%).



**Tabela 1.** Skład mineralny skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (w % obj.)  
Mineral composition of ultrabasic rocks from Braszowice-Brzeźnica massif (in vol. %)

Minerał (mineral)	Oznaczenia próbek (sample symbols)								
	20	41/1	41/2	43/2	38	37	39/1	11A	11B
Oliwin (olivine)	81,63	66,93	64,41	76,77	72,59	52,38	52,26	49,44	47,55
Klinopiroksen (clinopyroxene)	2,46	20,77	14,23	1,88	0,86	0,65	—	20,62	14,69
Tremolit (tremolite)	—	3,56	4,91	2,29	10,19	16,96	39,82	1,13	1,56
Serpentyn (serpentine)	1,13	—	1,09	1,81	12,30	26,92	1,04	15,28	8,34
Chloryt (chlorite)	—	—	—	—	—	—	—	—	1,04
Talc (talc)	10,25	7,71	9,22	10,61	1,17	—	0,42	7,90	19,78
Minerały nieprzezroczyste (opaque minerals)	4,53	1,03	6,14	6,64	2,89	3,09	7,50	5,63	7,14

- 20 otalkowany dunit z hałdy dawnej Kopalni Magnezytu „Grochów” (talc-bearing dunite from of old magnesite „Grochów” mine)
- 41/1, 41/2 zserpentynizowane perydotyty z nieczynnego kamieniołomu na płd.-wsch. zboczu wzgórza Stróżnik (serpentinized peridotites from abandoned quarry on SE slope of Stróżnik hill)
- 43/2 zserpentynizowany perydotyt z blozków *in situ* na wschodnim zboczu Stróżnika (serpentinized peridotite from *in situ* blocks on eastern slope of Stróżnik hill)
- 38 otalkowany i zserpentynizowany perydotyt z hałdy dawnej kopalni magnezytu zlokalizowanej pomiędzy wzgórzami Grochowiec i Mnich (serpentinized and talc-bearing peridotite from of old magnesite mine localized between Grochowiec and Mnich hills).
- 37 skała oliwinowo-tremolitowa z hałdy dawnej kopalni magnezytu położonej między wzgórzami Grochowiec i Mnich (olivine-tremolite rock from of old magnesite mine localized between Grochowiec and Mnich hills)
- 39/1 skała oliwinowo-tremolitowa z dawnej Kopalni Magnezytu „Grochów” (olivine-tremolite rock from old magnesite „Grochów” mine)
- 11A, 11B otalkowane i zserpentynizowane perydotyty z północnego zbocza wzgórza Grochowiec (serpentinized and talc-bearing peridotites from northern slope of Grochowiec hill)

Pirokseny jednoskośne występują w perydotytach w postaci hipautomorficznych, czasem zaokrąglonych słupków o wielkości dochodzącej do kilku mm. Są one często postrzępione na zakończeniach. Wykazują zwykle cechy augitu diopsydowego (diallagu) ( $z/\gamma = 39-41^\circ$ ,  $n_\gamma - \bar{n}_\alpha = 0,022-0,024$ ,  $2V_\gamma = 58-59^\circ$ ) o stosunkowo słabo zaznaczonej łupliwości wzdłuż (100). Szczelinki w niektórych większych klinopiroksenach bardzo często są wypełnione brunatnoszarą w świetle przechodzącym, spłsnioną substancją talkowo-chlorytowo-serpentykową, zawierającą często sznureczki nieregularnych grudek minerałów nieprzezroczystych. Fragmenty słupków piroksenowych miejscami pokryte są także pojedynczymi igielkami szarego serpentynu.

Spinele chromowe najczęściej mają robakowate bądź ameboidalne zarysy. Pojedyncze ziarna tkwią w tle oliwinowym lub w agregatach talkowo-serpentykowych. W spinelach chromowych występujących w otalkowanych perydotytach na zboczach wzgórza Grochowiec zaznacza się pewna strefowość, wyrażająca się brunatnym przeświecaniem części centralnych ziarn, ich części peryferyczne natomiast są nieprzeświecające.

Tremolit o pokroju drobnoigielkowym występuje najczęściej w postaci wachlarzowych lub snopkowych agregatów przerastających się z włóknkami serpentynu bądź penetrujących zserpentinizowane oliwiny. Amfibol ten wykazuje słaby pleochroizm o schemacie  $\alpha > \beta > \gamma$  w barwach  $\alpha$  – bladzielony,  $\beta$  – żółtawy,  $\gamma$  – bladooliwkowiezielony, jego dwójłomność jest zwykle 0,026, a kąt wygaszania  $z/\gamma$  równy  $17-19^\circ$ . W strefach protoklasy fragmenty porozrywanych słupków tremolitowych tkwią w agregatach talkowo-serpentykowych. Wśród minerałów wtórnych w perydotytach zwracają uwagę: azbestopodobny serpentyn (lizardyt, chryzotyl?), talk, chloryt magnezowy (klinochlor?) oraz drobnogrudekowy magnetyt.

Drobnowłóknisty serpentyn wchodzi najczęściej w skład żyłek rozcinających ziarna oliwinowe. Pod dużym powiększeniem można zauważyć, że budujące żyłki włókna serpentynu układają się skośnie lub prostopadle do krawędzi fragmentów ziarn oliwinów. W strefach obfitych w serpentyn zauważyć można również znaczne nagromadzenie mikrokuleczek magnetytowych impregnujących tło serpentynowe.

Chloryt z talkiem tworzą w perydotytach naj-

częściej kryptokrystaliczne, łuseczkowe bądź strzępiaste nagromadzenia, tkwiące wśród oliwinów, a czasem je opływające. Sporadycznie można natknąć także większe chmurne skupienia tych minerałów.

### KLINOPIROKSENITY

Skały te występują w obrębie serpentynitów antygorytowych w południowo-zachodniej części masywu Braszowic-Brzeźnicy. Szczególnie dobrze są one odsłonięte na grzbiecie i południowych zboczach wzgórza Mnich. Odsłonięcia te oznaczone zostały na figurze 2 numerami 1, 2, 3, 5, 6, 8, 26, 28, 36. Są to najczęściej pojedyncze, dochodzące do 2 metrów miąższości żyły bądź apofizy, tkwiące w brunatnym, złupkowanym serpentynie antygorytowym. Kontakt obydwu rodzajów skał jest ostry, wyraźny, a w niektórych odsłonięciach na południowym stoku Mnicha serpentynity od piroksenitów oddzielone są strefami chlorytowymi kilkucentymetrowej grubości bądź strefami aktynolitowymi (pl. V). Długość odsłoniętych na powierzchni ciał piroksenitowych sięga zwykle kilku metrów. Wykazują one oznaki intensywnej deformacji tektonicznej. Zaznaczają się w nich liczne spękania, uskoki i przemieszczenia. Zjawiska te szczególnie dobrze można zaobserwować w nieczynnym kamieniołomie serpentynitu w okolicy Mikołajowa (fig. 2, odsł. 1).

W pobliżu kontaktu z serpentynitami (odsł. 8) daje się zauważyć, że klinopirokseny układają się dłuższymi osiami słupków zwykle równoległe do płaszczyzn kontaktów.

Megaskopowo można wśród klinopiroksenitów wymienić odmiany: grubokrystaliczne (pegmatoidalne), w których wielkość budujących je piroksenów jednoskośnych sięga 10–30 mm, oraz porfiroklastyczne, o zmiennej wielkości składników. Ich tekstura jest zwykle nieuporządkowana i masywna. Sporadycznie można zaobserwować linijnie wyciągnięte agregaty klinopiroksenowo-hornblendowe tkwiące w jasnozielonym bądź szarym tle chlorytowo-klinozoyitowym.

W trakcie badań mikroskopowych zauważono, że w niektórych dajkach klinopiroksenitowych zaznacza się charakterystyczna strefowość, wyrażona przez zmienność składu mineralnego (tab. 2). W partiach centralnych dajek dominuje szare, drobnołuseczkowe tło chlorytowo-klinozoyitowe, w którym tkwią pojedyncze, brunatnawozielone, zaokrąglone pirokseny jednoskośne o wyraźnie zaznaczonej oddzielności wzdłuż (100) (pl. I, 1, 2). W częściach brzeżnych natomiast skała ta jest nie-

**Tabela 2.** Skład mineralny klinopiroksenitów i skał piroksenowo-amfibolowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (w % obj.)  
Mineral composition of clinopyroxenites and amphibole-pyroxene rocks from Braszowice-Brzeźnica Massif (in vol. %)

Minerał (mineral)	Oznaczenie próbki (symbol of sample)				
	3/1	3G	2G	38/1	64/1
Klinopiroksen (clinopyroxene)	77,35	61,83	45,42	—	30,32
Hornblenda zwyczajna (common hornblende)	6,09	—	—	75,49	8,06
Aktynolit (actinolite)	—	—	—	—	56,00
Klinozoyit (clinzoisite)	—	—	17,50	—	—
Chloryt (chlorite)	5,68	3,95	10,29	—	—
Wezuwian (vesuvianite)	—	20,00	12,42	7,02	—
Antygoryt (antigorite)	6,30	—	—	11,11	—
Grossular (grossular)	—	13,03	11,49	—	—
Minerały nieprzezroczyste (opaque minerals)	4,58	1,15	2,88	6,38	5,62

- 3/1 klinopiroksenit ze skarpy drogi na południowym zboczu wzgórza Mnich (clinopyroxenite from road cutting on southern slope of Mnich hill)
- 3G, 2G zrodinyzowane klinopirokseny z nieczynnego kamieniołomu serpentynitu w pobliżu Mikołajowa (rodingitized clinopyroxenites from abandoned serpentinite quarry near Mikołajów village)
- 38/1 skała hornblendowa ze strefy kontaktu aplit-serpentyt; próbka pochodzi z nieczynnej kopalni magnezytu pomiędzy wzgórzami Grochowiec i Mnich (hornblende rock from contact aplite-serpentine zone; sample from old magnesite mine between Grochowiec and Mnich hills).
- 64/1 skała piroksenowo-hornblendowa z bloków na V poziomie Kopalni Magnezytu „Konstanty” (pyroxene-hornblende rock from blocks at V level in „Konstanty” magnesite mine)

mał monomineralnym klinopiroksenitem, nierzadko zawierającym spore ilości grudkowych minerałów nieprzezroczystych. Tlenki żelaza pokrywają najczęściej sznureczkowymi skupieniami osobniki piroksenów oraz występują w przestrzeniach międzyziarnowych (pl. II, 3, 4).

Podczas obserwacji mikroskopowej płytek cienkich stwierdzono, że większość tych skał wykazuje oznaki zaawansowanej chlorytyzacji i rodingityzacji, a miejscami amfibolizacji. W niektórych znacznie zrodinyzowanych dajkach klinopiroksenitów, zwłaszcza w ich partiach brzeżnych, zauważyć można znaczne wzbogacenie w chloryt magnezowy. Skupienia chlorytowe zwykle składają się z ciasno pozrastanych ze sobą blaszek, które dłuższymi osiami układają się mniej więcej równoległe do płaszczyzn kontaktowych z serpentynitami. Części centralne zrodinyzowanych żył klinopiroksenitowych są wypełnione brą-

zowoszarymi żyłkami grossularowo-wezuwianowymi, w których tkwią pojedyncze, szkieletowe klinopirokseny oraz splątane ze sobą bezładnie długie igiełki złotawej hornblendy uralitowej.

Głównym składnikiem mineralnym wymienionych klinopiroksenitów jest piroksen jednoskośny, którego zawartość w składzie modalnym dochodzi do 70% obj. W podrzędnych ilościach występują również hornblenda zwyczajna, aktynolit, chloryt, klinozoizyt, tytanit, grossular oraz ilmenit, piryty, tlenki żelaza i inne.

Piroksen jednoskośny występuje w postaci dużych ksenomorficznych osobników o wielkości od 0,5 do 15 mm. W odmianach grubokryształicznych opisywanych skał jego wielkość dochodzi do 30 mm. Pirokseny te charakteryzują się dobrze wykształconą oddzielnością wzdłuż (100) oraz słabiej widoczną wzdłuż (110). Szczelinki ich łupliwości wypełnione są często przez włókna i blaszki chlorytowe, a w przestrzeniach międzyziarnowych lub jako wrostki spotykane są często gniazdowe skupienia łuseczek klinozoizytowo-chlorytowych. Na brzegach niektórych piroksenów można zauważyć także niewielkie obwódki reakcyjne zbudowane z ułożonego promieniście drobnowłóknistego uralitu. Przejawy dynamicznych odkształceń klinopiroksenów zaznaczają się jako łukowate powyginanie płaszczyzn łupliwości w charakterystyczne fałdki załomowe (pl. II, 4). Krawędzie tych zdeformowanych klinopiroksenów są silnie postrzępione, a miejscami nawet pokruszone. W niektórych odmianach badanych klinopiroksenitów, zwłaszcza o widocznej megaskopowo lineacji, wśród piroksenów jednoskośnych pojawiają się osobniki z wyraźnie zaznaczonymi lamelkami z odmieszania, które różnią się od gospodarza wyższymi barwami interferencyjnymi. Oznaczenia cech optycznych, takich jak dwójłomność ( $n_\gamma - n = 0,018 - 0,22$ ) czy kąt  $z/\gamma$  ( $39 - 41^\circ$ ), wskazują, że omawiane klinopirokseny reprezentują składem człon zbliżony do diopsydu.

Hornblenda tworzy najczęściej większe (3–5 mm) hipidiomorficzne, rzadko idiomorficzne słupki przerastające się z klinopiroksenami. Wykazuje ona cechy optyczne hornblendy zwyczajnej ( $z/\gamma = 18 - 24^\circ$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0,012$ ), przy czym charakteryzuje ją wyraźny pleochroizm w barwach  $\alpha$  – szarozielonej,  $\beta$  – oliwkowozielonej,  $\gamma$  – zielonej z odcieniem brunatnym. Z cech morfologicznych wyróżniają się tu wyraźnie zaznaczone dwa kierunki łupliwości krzyżujące się pod kątem  $124^\circ$  oraz wyraźne, okrągłe, subtelne wrostki minerałów nieprzezroczystych.

Aktynolit występuje w piroksenitach w po-

staci bladezielonych, czasem brunatnozłotawych drobnoigielkowych agregatów zwykle ułożonych w snopkowe bądź wachlarzowe skupienia. W tle chlorytowym można również napotkać pogruchotane fragmenty igiełek aktynolitowych.

Aktynolit posiada dobrze wykształconą zwykłą łupliwość słupową, a czasem według (001), i charakteryzuje się słabym pleochroizmem. Niektóre zdruzgotane słupki aktynolitowe opłynięte są masą klinozoizytowo-chlorytową, co powoduje, że większość amfiboli nie zachowała własnych kształtów.

Chloryt magnezowy o własnościach optycznych klinochloru najczęściej wchodzi w skład drobnołuseczkowego tła opływającego klinopirokseny zwłaszcza w centralnych partiach dajek, a także buduje gruboblaszkowe agregaty w otulinach kontaktowych skał piroksenitowych. Pod skrzyżowanymi niokolami minerał ten wykazuje subnormalne barwy interferencyjne w odcieniach brunatnych, rzadziej atramentowoniebieskich. Strzępkowe, ciasno ząbające się ze sobą skupienia chlorytowe tworzą najczęściej zespoły szarych, drobnych łuseczek wypełniających tło skalne. Większe osobniki chlorytu wykazują bardzo słaby pleochroizm:  $\alpha$  – szarozielony,  $\gamma$  – bladezielony. Miejscami zespoły blaszek chlorytowych są powyginane oraz rozarte.

Klinozoizyt występuje najczęściej jako drobne ksenomorficzne ziarenka dochodzące do 1 mm wielkości. Nie wykazuje on budowy pasowej. Partie centralne ziaren klinozoizytowych mają wyraźnie zaznaczające się subnormalne atramentowoniebieskie barwy interferencyjne, co szczególnie dobrze jest widoczne w klinozoizytach stanowiących wypełnienia żyłek. Nagromadzenia klinozoizytowe tkwią w interstycjach piroksenowych w postaci ameboidalnych, często powyginanych skupień, które miejscami przerastają się ze spільnionymi agregatami aktynolitu.

Tytanit jest spotykany w piroksenitach sporadycznie i najczęściej tworzy idiomorficzne żółtawobrazowe osobniki o „kopertopodobnych” zarysach i wielkości dochodzącej do 2 mm. W odmianach klinopiroksenitów, w których zaawansowany jest proces rodingityzacji, występują: anomalnie szarawy, idiomorficzny grossular oraz drobnołuseczkowy brązowy wezuwian, które stanowią wypełnienia drobnych spękań w tle klinozoizytowo-chlorytowym. Minerale nieprzezroczyste są reprezentowane przez romboidalny w przekroju szary ilmenit, mosiężnożółty pirotyn, kostkowy piryty oraz grudkowe tlenki żelaza rozrzucone bezładnie w tle skalnym. Miejscami zrodingityzowane piro-

ksenity są okruszczowane wprysnięciami miedzi rodzimej w asocjacji z pirytem (Gunia 1986b).

### SKAŁY PIROKSENOWO-AMFIBOLOWE

Wystąpienia skał piroksenowo-amfibolowych stwierdzono w blockach w spągu V poziomu wydobywczego Kopalni Magnezytu „Konstanty” w części południowej (fig. 2, odsł. 64).

Typowa próbka skały amfibolowo-piroksenowej z kopalni magnezytu „Konstanty” makroskopowo przedstawia masywną, ciemnozieloną skałę o strukturze afanitowej i teksturze bezładnej, często porożcinaną szarozielonymi żyłkami.

Pod mikroskopem można zauważyć, że skała ta jest agregatem mineralnym, składającym się z dużych popiroksenowych pseudomorfoz uralitowych, tkwiących w drobnoigielkowym tle hornblendowym. Igiełkowe, słupkowe, rzadziej strzępkowe amfibole zablizniają także większe spękania. W strefach złupkowania hornblenda wykazuje oznaki silnej kataklazy, a miejscami nawet mylonitizacji. Sporadycznie wśród drobnoigielkowego spłsnionego tła amfibolowego można napotkać pojedyncze strzępiasto zakończone porfiroklasty klinopiroksenowe poprzerastane większymi igielkami amfibolowymi.

Głównymi komponentami skał piroksenowo-amfibolowych z kopalni „Konstanty” są: hornblenda uralitowa, tremolit, silnie zmieniony klinopiroksen, tlenki żelaza, zleukoksenizowany ilmenit, pirotyt, rzadziej piryt. Skład mineralny omawianych skał ilustruje tabela 2.

Hornblenda uralitowa najczęściej tworzy ksenoblastyczne pseudomorfozy popiroksenowe o brunatnym zabarwieniu. Cechuje ją stosunkowo słaby pleochroizm ( $\alpha$  — bladobrazowy,  $\beta$  — żółtawozielony,  $\gamma$  — zielony) oraz niewielki kąt  $z/\gamma$  wynoszący 17–19°. W niektórych większych osobnikach można zauważyć, że drobniutkie pylaste grudki tlenków żelaza układają się wzdłuż głównych kierunków łupliwości tworząc charakterystyczną równoległoboczną „szachownicę”. Hornblenda, która wypełnia szarozielone żyłki, najczęściej wchodzi w skład rozległych agregatów złożonych z drobniutkich ksenomorficznych kryształków przerastających się przypadkowo ze sobą.

Tremolit występuje rzadziej, a zwykle jest wykształcony w postaci długich, pojedynczych igiełek tkwiących w spłsnionym tle uralitowym wypełniającym wewnątrz pseudomorfoz popiroksenowych rozrzuconych bezładnie w tle skalnym. Od hornblendy uralitowej tremolit odróżnia bladzielone, miejscami szare zabarwienie, nikły pleochro-

izm oraz wielkość pojedynczych osobników dochodząca do 3–4 mm.

Pirokseny jednoskośne, a właściwie ich relikty w pseudomorfozach wypełnionych wtórnymi amfibolami, wykazują cechy optyczne diallagu ( $z/\gamma$  39–40°). Igiełki amfibolowe często układają się dłuższymi osiami zgodnie z gęstą oddzielnością piroksenów wzdłuż (100). Relikty zupełnie nie zmienionych klinopiroksenów występują w mniejszych ilościach; sporadycznie spotkać można w tle amfibolowym dobrze zachowane pojedyncze porfiroklasty klinopiroksenowe umożliwiające identyfikację tej fazy mineralnej.

Minerały nieprzezroczyste są w skałach piroksenowo-amfibolowych bezładnie rozrzucone w tle jako nieregularne skupienia drobniutkich ziarenek. W partiach bardziej zaangażowanych tektonicznie obok złocistego pirytu występuje mosiężnożółty pirotyt, tworzący niewielkie impregnacje zbudowane z pojedynczych owalnych osobników.

### SERPENTYNITY

Do tej odmiany petrograficznej zaliczono te skały ultrasasadowe z masywu Braszowic-Brzeźnicy, w których serpentynizacja zatarła niemal całkowicie ich pierwotne struktury, a obecna budowa jest wynikiem procesów związanych z rekryształizacją pooliwinowych minerałów serpentynowych. Badane serpentynity wykazują zróżnicowanie struktur oraz składu mineralnego (tab. 3).

Wstępnego zaszeregowania struktur serpentynitów można dokonać na podstawie ich cech makroskopowych. Wśród geologów amerykańskich (m.in. Coleman 1971; Coleman, Keith 1971) rozpowszechniony jest podział serpentynitów na: serpentynity masywne (ang. massive serpentinites) o teksturze masywnej i bezkierunkowej oraz serpentynity „ścięciowe” (ang. sheared serpentinites) o teksturze łupkowej. Klasyfikacja ta w praktyce stosowana jest jedynie do przedstawienia zmienności skał serpentynitowych o wyraźnej przebudowie wewnętrznej, związanej z deformacją typu ścięciowego (strefy zbrekcjowania i złupkowania), a także do charakterystyki serpentynitów okruszczowanych masywnymi siarczkami (np. Panayiotou 1979).

Pierwsze opisy struktur serpentynitów widzianych pod mikroskopem znajdujemy w pracy Tertscha (1922). Autor ten wprowadza do literatury pojęcia  $\alpha$ -serpentyn oraz  $\gamma$ -serpentyn. Głównym kryterium tego podziału jest charakter optyczny widzianych w powiększeniu włókien serpentynowych.  $\alpha$ -serpentynami Tertsch (1922) nazwał

**Tabela 3.** Skład mineralny serpentynitów z masywu Braszowic-Brzeźnicy (w % obj.)  
Mineral composition of serpentinites from Braszowice-Brzeźnica massif (in vol. %)

Minerał (mineral)	Oznaczenie próbki (sample symbol)				
	18/1	21/1	8/1	26/1	41/6
Oliwin (olivine)	—	—	17,49	—	68,44
Klinopiroksen (clinopyroxene)	—	5,36	1,58	—	2,17
Tremolit (tremolite)	5,58	—	—	—	—
Antygoryt (antigorite)	—	—	78,63	91,10	—
Lizardyt + chryzotyl (lizardite + chrysotile)	85,25	77,56	—	—	26,08
Talk (tale)	—	10,07	—	—	—
Minerały nieprzezroczyste (opaque minerals)	6,18	7,01	2,30	8,90	3,31

- 18/1 serpentynit lizardytowo-chryzotylowy o strukturze żyłkowej z odsłonięcia na szczycie wzgórza Grochowiec (lizardite-chrysotile serpentinite with serpentine-veins texture; sample from outcrop on the top of the Grochowiec hill)
- 21/1 serpentynit lizardytowo-chryzotylowy o strukturze żyłkowej z odsłonięcia na wschodnim zboczu wzgórza Grochowiec (lizardite-chrysotile serpentinite with serpentine-veins texture; sample from outcrop on the eastern slope of Grochowiec hill)
- 8/1 serpentynit antygorytowy o strukturze płomykowej z relikami oliwinu; odsłonięcie na południowym zboczu wzgórza Mnich (antigorite serpentinite with interpenetrating texture with olivine relics; outcrop on southern slope of Mnich hill)
- 26/1 serpentynit antygorytowy o strukturze płomykowej z odsłonięcia na szczycie wzgórza Mnich (antigorite serpentinite with interpenetrating texture from outcrop on the top of Mnich hill)
- 41/6 serpentynit lizardytowo-chryzotylowy o strukturze siatkowej z południowego zbocza wzgórza Stróżnik (lizardite-chrysotile serpentinite with mesh texture from southern slope of Stróżnik hill)

te włókna (blaszki) serpentynowe, w których drgania w kierunku  $\alpha$  były zgodne z ich wydłużeniem. Termin  $\gamma$  – serpentyn miał oznaczać zaś te włókienka serpentynowe, w których orientacja kierunku  $\gamma$  naśladowała ich elongację. Opierając się na tych założeniach Tertsch (1922) wyróżnił dwie zasadnicze grupy struktur serpentynowych pseudomorfoz pooliwinowych. Jedną z nich była tzw. struktura oczkowa (niem. Fensterstruktur), w której centralną część pseudomorfoz pooliwinowych zajmował  $\alpha$  – serpentyn, a części brzeżne wypełnione były  $\gamma$  – serpentynem. Inny typ budowy charakteryzował strukturę siatkową (niem. Maschenstruktur), gdzie w części centralnej pseudomorfoz dominował  $\gamma$  – serpentyn otoczony  $\alpha$  – serpentynem.

Pionierskie prace Tertscha (1922) zapoczątkowały etap intensywnych badań minerałów serpentynowych oraz kolejne próby tworzenia nowych podziałów struktur serpentynitów. Odkrycie przez Łodocznikowa w 1933 roku formy amorficznej serpentynu o izotropowym charakterze optycznym (serpofit), jak również stosowanie później przez wielu autorów (m.in. Francis 1956; Green 1961; Peters 1963) odmiennych terminów dla określenia tych samych odmian strukturalnych serpentynitów spowodowało wiele komplikacji w ich nazewnictwie.

Próbą uporządkowania nomenklatury struktur serpentynitów jest klasyfikacja Wicksa i Whittakera (1977). Podział ten wykorzystano do opisu zmienności struktur serpentynitów z masywu Braszowic-Brzeźnicy i dlatego zostanie on w tym miejscu omówiony nieco szerzej.

Wicks i Whittaker (1977) dla rozróżnienia poszczególnych struktur serpentynitów, jak również dla indentyfikacji tworzących je politypów serpentynowych oprócz badań mikroskopowych zastosowali rentgenowską analizę fazową z wykorzystaniem metody obracanego kryształu. Na podstawie przeprowadzonych analiz wymienieni badacze doszli do wniosku, że w serpentynitach dominującą rolę odgrywają lizardyt (politypy: 1T, 2H oraz wielowarstwowy), chryzotyl ( $2M_{c1}$  i  $2Or_{c1}$ ) oraz antygoryt. Ponadto wykazano, że izotropowy serpentyn (serpofit) nie ma charakteru amorficznego, lecz stanowi drobnoziarnisty agregat przypadkowo zorientowanych blaszek lizardytu 1T.

Po zbadaniu 1300 płytek cienkich i preparatów z różnych stanowisk na świecie cytowani autorzy wykazali, że w serpentynitach można wyróżnić następujące rodzaje struktur:

- pseudomorficzne,
- niepseudomorficzne,
- żyłek serpentynowych,
- pośrednie (przejściowe).

Wśród struktur pseudomorficznnych (ang. pseudomorphic textures) wyróżniono struktury siatkowe, klepsydrowe oraz nagromadzenia bastytowe. Należy jednak w tym miejscu podkreślić, że znaczenie terminu „bastyt” Wicks i Whittaker (1977) rozciągają na wszystkie wypełnione serpentynem pseudomorfozy popiroksenowe, poamfibolowe, potalkowe, pochlorytowe, poflogopitowe czy poplagioklazowe w odróżnieniu od klasycznej definicji (Haidinger 1845; Weigand 1875) bastytu odnoszącej się do pseudomorfoz popiroksenowych.

Struktury siatkowe (ang. mesh textures) charakteryzują się występowaniem żyłkowego serpentynu wzdłuż spękań w oliwinach. Miąższości tych

czasem wielowarstwowych żyłek wahają się od 0,05–0,56 mm, a pod mikroskopem widoczna jest zwykle nieregularna szachownica złożona z poligonalnych obszarów, w których centralnymi częściami są oliwiny otoczone drobnymi włókienkami serpentynowymi ułożonymi prostopadle, czasem skośnie do granic ziarn. W skład struktur wchodzi głównie lizardyt 1T, rzadziej chryzotyl  $2M_{c1}$  czy antygoryt.

Struktury klepsydrowe (ang. hourglass textures) zbudowane są zwykle z przerostów serpentynów przypominających budowę klepsydrową w piroksenach. Poszczególne fragmenty „klepsydr” serpentynowych sięgają od 0,12 do 0,60 mm i zbudowane są najczęściej z lizardytu 1T, chociaż czasem mogą zawierać lizardyt 2H, chryzotyl  $2M_{c1}$ , rzadko antygoryt.

Nagromadzenia bastytowe (ang. bastite assemblages) powstają wówczas, gdy blaszki lub włókna serpentynowe naśladują szczegóły morfologiczne pierwotnych minerałów ultrabazytów. Wypełniają one zwykle szczelinki łupliwości w piroksenach i amfibolach (ang. trellis serpentine, window serpentine wg Weiganda 1875), gromadzą się wzdłuż lamelek eksolucyjnych w piroksenach, a także koncentrują się wzdłuż płaszczyzn zbliżniczeń w plagioklazach. Głównym składnikiem bastytów jest lizardyt 1T, a w przypadku bastytów apochlorytowych – antygoryt. Czasem zespoły równoległych do siebie włókienek antygorytowych mogą przypominać bastyty popiroksenowe, a ich identyfikacja możliwa jest jedynie w badaniach rentgenowskich.

Struktury niepseudomorficzne (ang. non-pseudomorphic texture) tworzą się zwykle przez rekrytalizację struktur pseudomorficznych lub przez intensywną serpentynizację pierwotnych ultrabazytów. Wśród struktur niepseudomorficznych wydzielono (Wicks, Whittaker 1977) struktury płomykowe i rozetkowe.

Struktury płomykowe (ang. interpenetrating, flame textures) są zwykle złożone z wydłużonych igiełek, strzępów lub blaszek ciasno przerastających się ze sobą. Najczęściej w skład tych struktur wchodzi antygoryt, rzadko z domieszką chryzotylu  $2M_{c1}$ .

Struktury rozetkowe (sferolityczne) (ang. interlocking textures, rosette serpentine) składają się głównie z drobnych, nieregularnych, czasem sferolitycznych osobników mineralnych przenikających się ze sobą. Czasem mogą one tworzyć izolowane obszary. Trudności w badaniach mikroskopowych minerałów serpentynowych tej odmiany sprawiają małe rozmiary agregatów włókien i blaszek unie-

możliwiające określenie ich elongacji. W skład tej odmiany strukturalnej wchodzi zwykle antygoryt, a w postaci submikroskopowych domieszek mogą w niej występować chryzotyl  $2M_{c1}$ , lizardyt 1T i lizardyt wielowarstwowy.

Struktury żyłek serpentynowych (ang. serpentine veins textures) powstają najczęściej w szczelinach serpentynitów i świadczą o znacznym stopniu ich deformacji. Ze względu na pokrój występujących w nich minerałów serpentynowych można wyróżnić żyłki typu azbestowego (ang. asbestos chrysotile veins) zbudowane głównie z chryzotylu  $2M_{c1}$  rzadziej  $2Or_{c1}$  tworzącego wyraźne włókna układające się poprzecznie do brzegów żyłek lub równoległe do nich. Inny typ struktury reprezentują żyłki nieazbestowe, w których serpentyn występuje w postaci pseudowłókien, masywnych, czasem warstewkowych, kryptokrystalicznych agregatów, słupków, pojedynczych blaszek i innych. Żyłki tego typu wykazują ogromną różnorodność form budujących je agregatów. W ich skład mogą wchodzić wszystkie omówione wyżej politypy serpentynowe.

Struktury przejściowe (pośrednie) (ang. intermediate serpentine textures) są to pozostałe struktury serpentynitów, których cechy nie pozwalają na umieszczenie ich w omówionym wyżej podziale. Najczęściej do grupy tej zaliczamy relikty dawnych struktur z zaznaczonymi późniejszymi stadiami ich rekrytalizacji (np. obok bastytów występują struktury niepseudomorficzne). Analiza rentgenowska tego typu skupień może wykazywać znaczną zmienność tworzących je politypów serpentynowych.

Czynnikami mającymi wpływ na powstanie poszczególnych typów struktur serpentynitów według Wicksa i Whittakera (1977) są: deformacja, zmiana temperatury układu oraz nukleacja antygorytu. Analizując zespoły tych czynników wymienieni autorzy proponują wyróżnić 8 typów serpentynizacji ultrabazytów skorelowanych z występowaniem określonych typów struktur.

Makroskopowa analiza próbek pozwala na wyróżnienie w serpentynitach masywu Braszowic-Brzeźnicy dwóch zasadniczych odmian teksturalnych, tj. serpentynitów o teksturze masywnej (serpentynity masywne) oraz serpentynitów o teksturze łupkowej (serpentynity „ścięciowe”). Serpentynity masywne są spotykane na obszarze niemal całego masywu, wystąpienia serpentynitów ścięciowych natomiast ograniczone są jedynie do stref kontaktów serpentynitów antygorytowych z piroksenitami, odsłaniających się na grzbiecie i południowym zboczu wzgórza Mnich (fig. 2). Serpen-

tytnity o teksturze łupkowej charakteryzuje swoista romboedryczna oddzielność, co powoduje, że na większych zwietrzałych powierzchniach tych skał powstaje charakterystyczne żeberkowanie. Różnicę pomiędzy poszczególnymi odmianami teksturalnymi serpentynitów dobrze ilustruje plansza III (1, 2).

Na podstawie zmienności składu mineralnego serpentynity masywu Braszowic-Brzeźnicy można podzielić na: serpentynity lizardytoowo-chrozytylowe oraz serpentynity antygorytowe, w których jedynym minerałem serpentynowym jest antygoryt. Do charakterystyki petrograficznej poszczególnych odmian serpentynitów wykorzystano jednak podział Wicksa i Whittakera (1977), umożliwiający pełniejsze prześledzenie procesu serpentynizacji pierwotnych ultrabazytów. Wśród serpentynitów masywu Braszowic-Brzeźnicy wyróżniono odmiany o strukturach żyłkowych, siatkowych (rzadko spotykane), płomykowych i rozetkowych. W niektórych płytkach cienkich zaobserwowano także struktury pośrednie.

Serpentynity o strukturze żyłkowej występują jedynie w postaci izolowanych enklaw w otalokowanych peridotytach na szczycie oraz na południowo-zachodnim zboczu Grochowca (fig. 2). Megaskopowo jest to skała jasnoszara, czasem wiśniowa, o masywnej teksturze i afanitycznej strukturze, często porożciniana bładozielonymi żyłkami serpentynowymi (pl. X, 1, 2). W szczelinach serpentynitów z Grochowca występują także niewielkiej miąższości żyły masywne, jasnozielonego serpentynu szlachetnego oraz serpentynu o cechach azbestu chryzotylowego. Lokalnie w żyłach serpentynowych można napotkać także groniaste, rzadziej masywne, drobne skupienia i żyłki stalowobrunatnego, zmartytyzowanego magnezytu, który impregnuje także przylegające serpentynity.

Widoczne pod mikroskopem serpentynity z Grochowca są agregatem mineralnym złożonym z bardzo drobnych łuseczek i strzępków serpentynowych, gęsto porożcinanych rozmaicie układającymi się żyłkami  $\alpha$ -serpentynu, które niejednokrotnie wykazują budowę strefową. Wśród żyłek serpentynowych można zaobserwować ogromną różnorodność form i kształtów (pl. IV, 1-4). Serpentin tkwiący w żyłkach często układa się mikrowłókienkami prostopadle do krawędzi żyłek lub tworzy masywne, bezpostaciowe, prawie izotropowe (serpofit?) wypełnienia szczelinek. W niektórych żyłkach, szczególnie w partiach zewnętrznych, włókienka serpentynowe układają się skośnie do krawędzi szczelinek, a partie wewnętrzne żyłek wypełnione są masywnym serpentynem.

Miąższość poszczególnych żyłek serpentynowych nie przekracza 1 mm; częstym zjawiskiem jest ich fragmentacja, przy czym fragmenty te są często ząbkowane na całej długości, co przypomina formy żyłek serpentynowych opisywane przez Wicksa i Whittakera (1977) jako „serrate veins”.

Oprócz serpentynów w omawianej skale występują pojedyncze snopkowe skupienia słupków tremolitowych, często potrzaskanych na zakończeniach. Żyłki serpentynowe rozcinają słupki amfibolowe, a czasem opływają je, rozgałęziając się. Wśród żyłek serpentynowych można także napotkać gniazdowe skupienia talkowo-chlorytowe. Głównym minerałem nieprzezroczystym omawianej odmiany skalnej jest magnetyt, który koncentruje się głównie w żyłkach serpentynowych, czasem tworząc charakterystyczne struktury „drabnowe” lub zespoły bezładnie rozmieszczonych grudek i nieregularnych ziarenek o wielkości 2-3 mm.

Małe rozmiary poszczególnych łuseczek i włókienek serpentynowych obserwowane w serpentynitach z Grochowca spowodowały, że badania ich własności metodami optycznymi nie dały wiarygodnych rezultatów. Dokładne rozróżnienie odmian minerałów serpentynowych umożliwiły dopiero badania rentgenowskie. W celu oznaczenia poszczególnych politypów serpentynowych Page (1967) proponuje porównanie wartości  $d_{202}$ , która dla chryzotyłu wynosi 0,243-0,246 nm, a dla lizardytu mieści się w przedziale 0,249-0,252 nm. Whittaker i Zussman (1956) zwracają także uwagę na występowanie na rentgenogramach minerałów serpentynowych charakterystycznych refleksów identyfikacyjnych o wartościach  $d$ : 0,250; 0,1542; 0,1508 nm dla lizardytu, 0,2442 nm; 0,2091 nm dla chryzotyłu czy 0,2538; 0,2421; 0,2167 nm dla antygorytu. Odróżnienie politypów chryzotylowych o strukturze rombowej i jednoskośnej jest możliwe także przez porównanie intensywności ich refleksów o wskaźnikach (201) (Whittaker, Zussman 1956).

Na rentgenogramach próbek serpentynitów o strukturze żyłkowej z masywu Braszowic-Brzeźnicy ze wzgórza Grochowic wyraźnie zaznaczyły się refleksy serpentynu, przy czym wartość  $d_{202}$  wynosi tu 0,2493 nm, co pozwala zidentyfikować lizardyt. Dodatkowo na obecność lizardytu w próbkach zdają się wskazywać zanotowane refleksy o wartościach  $d = 0,734$  i  $0,2146$  nm, chociaż refleksy o wartościach  $d = 0,2456$  i  $0,2587$  nm sugerują również obecność chryzotyłu. Porównanie intensywności refleksów o wskaźnikach (201) z danymi z pracy Wicksa i Whittakera (1956) pozwala

Tabela 4. Wyniki rentgenowskiej analizy dyfrakcyjnej minerałów serpentynowych wydzielonych z serpentynitów o strukturze żyłkowej (wzgórze Grochowiec)

Results of X-ray diffraction analysis of serpentines separated from veins-texture serpentinites (Grochowiec hill)

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (nm)
(002)	100	0,7344
(020)	15	0,4575
(004)	70	0,3662
(130)	10	0,2644
(201)	5	0,2592
(202)	5	0,2542
(202)	10	0,2151
(203)	5	0,2306
(204)	10	0,2151
(008)	5	0,1636
(060)	5	0,1538
(208)	10	0,1503

na stwierdzenie, że w serpentynitach z Grochowca obok lizardytu występuje chryzotyl (tab. 4).

Próbkę masywnego serpentynitu z Grochowca poddano także badaniom metodą termicznej analizy różnicowej. Na derywatogramach uzyskano silne maksima: endotermiczne w temperaturze 730–740°C i egzotermiczne w temperaturze 830–840°C, co przy stracie masy 13,5% może wskazywać na obecność w badanej próbce lizardytu, chociaż niewykluczona jest również niewielka domieszka chryzotylu (Sztieinbiereg, Czaszczuchin 1977). Podobne wnioski nasuwają się po interpretacji wyników badań spektrofotometrycznych w podczerwieni, gdzie na wykresach uwidoczniły się krzywe charakterystyczne dla chryzotylu z intensywnymi pasmami absorpcji w przedziałach: 438, 460, 553, 610, 958, 1080, 3650, 3690  $\text{cm}^{-1}$  (Marel, Beutelspacher 1976). Słabe pasma absorpcji zanotowano także w zakresach 725 i 765  $\text{cm}^{-1}$ .

Serpentynity o strukturach siatkowych stwierdzono zaledwie w kilku płytkach cienkich wykonanych ze skał ultrazasadowych z odsłoneń na Stróżniku (fig. 2). Serpentynity te nie mają dobrze wykształconych typowych struktur „komórkowych” opisywanych między innymi przez Wicksa i Whittakera (1977). Nie zaznaczają się tutaj bowiem narożniki na krawędziach minerałów reliktowych włókna lizardytowe układające się przeważnie promieniście lub prostopadle do krawędzi tych reliktyw.

Struktury siatkowe w serpentynitach masywu Braszowic-Brzeźnicy są najczęściej wykształcone w postaci monomineralnych żyłek serpentynowych o prostopadłej orientacji włókienek do ziarn

oliwinów, które opływają. Miejscami włókna te są przerośnięte większymi pojedynczymi igielkami antygorytowymi. Minerale serpentynowe budujące żyłki w serpentynitach siatkowych najczęściej wykazują orientację optyczną  $\alpha$  – serpentynu, chociaż lokalnie można zaobserwować, że mają one charakter niemal izotropowy.

Minerałem towarzyszącym żyłkom serpentynowym jest w omawianej grupie strukturalnej drobno-grudkowy magnetyt, który występuje zwykle w postaci chmurzastych skupień mikrokuleczek impregnujących zarówno żyłki serpentynowe, jak i relikty oliwinowe.

Serpentynity o strukturach płomykowych i rozetkowych są najczęściej spotykaną odmianą strukturalną w masywie Braszowic-Brzeźnicy. Serpentynity o dobrze wykształconych strukturach płomykowych i rozetkowych występują w rejonie wzgórza Mnich (fig. 2). Próbkę do badań składu mineralnego tej odmiany pobrano z odsłoneń naturalnych zlokalizowanych na grzbiecie oraz północnym i południowym zboczu tego wzgórza. Część materiału badawczego pochodzi również z nieczynnego kamieniołomu serpentynitu położonego w okolicy Mikołajowa.

Ciemnozielone, masywne serpentynity z Mnicha są zwykle zbudowane z antygorytu, którego zawartość w składzie modalnym przekracza zwykle 70% obj. Podrzednie występują w skale relikty oliwinów i klinopiroksenów, spinele chromowe oraz magnetyt.

Antygoryt w serpentynitach o strukturze płomykowej i rozetkowej jest wykształcony w postaci bladezielonych, szarych w świetle spolaryzowanym, ciasno posplatanych ze sobą blaszek o wielkości 0,5–3 mm, które miejscami tworzą charakterystyczne przerosty kratkowe. Częste są również sferolityczne skupienia nieregularnych strzępków antygorytowych budujące struktury płomykowe (pl. V, 1, 2). W strukturach rozetkowych bardzo drobne (0,01–0,5 mm) strzępki i kłaczki antygorytowe ciasno zająbiają się ze sobą, a miejscami tworzą pseudomorfozy popiroksenowe układające się dłuższymi osiami strzępków równoległe do kierunku gęstej oddzielności diallagowej (pl. V, 3, 4). Lokalnie można zauważyć, że fragmenty serpentynitu o strukturze rozetkowej wypełniają pseudomorfozy popiroksenowe, a główną masę skały stanowi gruboblaszkowe tło antygorytowe o strukturze płomykowej.

Spinel chromowy występuje w serpentynitach w postaci pojedynczych owalnych ziarn o rozmiarach 3–4 mm bezładnie rozrzuconych w tle skalnym. Centralne partie ziarn spineli przeświecają



brunatno. Magnetyt w omawianej odmianie skalnej tworzy szarawe w świetle odbitym, robaczko-wate skupienia o wielkości dochodzącej do 3 mm, owalne kuleczki magnetytowe natomiast często koncentrują się wzdłuż szczelinek w postaci chmu-rzastych skupień tkwiących w tle serpentynowym.

Analiza rentgenostrukturalna frakcji serpentynowej wyseparowanej z serpentynitów o strukturze płomykowej wykazała obecność intensywnych refleksów antygorytu (tab. 5).

**Tabela 5.** Wyniki rentgenowskiej analizy dyfraktometrycznej minerałów serpentynowych wydzielonych z serpentynitów o strukturze płomykowej (południowe zbocze wzgórza Mnich)  
Results of X-ray diffraction analysis of serpentine minerals separated from serpentinites with interpenetrating texture (S slope of Mnich hill)

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (nm)
(002)	100	0,7284
(710)	10	0,5111
(102)	90	0,3618
(202)	10	0,3499
(16.0.1)	50	0,2521
(931)	15	0,2461
(003)	5	0,2420
(403)	5	0,2347
(832)	10	0,2165
(16.0.2)	8	0,2153
(004)	5	0,1830
(833)	10	0,1813
(10.3.3)	10	0,1752
(17.0.3)	10	0,1746
(060)	5	0,1538
(934)	10	0,1482

Zawartość antygorytu jako jedynego minerału serpentynowego w tego typu serpentynitach potwierdzają również badania frakcji serpentynowej wykonane metodą spektrofotometrii w podczerwieni. W wyniku tych badań stwierdzono wyraźne pasma absorpcji w zakresach 436, 450, 568, 621, 647, 962, 987, 1075, 3650, 3675  $\text{cm}^{-1}$ , które są charakterystyczne dla antygorytu (Marel, Beutelspacher 1976; Farmer 1977). Na niektórych diagramach zaznaczyły się również słabe pasma w zakresie 725–765  $\text{cm}^{-1}$ .

#### INNE SKAŁY TOWARZYSZĄCE ULTRABAZYTOM

Wśród odmian petrograficznych towarzyszących serpentynitom można wyróżnić: skały talkowe, skały węglanowo-talkowe (listwenity), brekcje serpentynitowo-chalcedonowe, skały chlorytowe, gnejsy, łupki łuszczkowe i aplity.

Skały talkowe występują najczęściej w postaci nieregularnych soczew, gniazd oraz wypełnień kieszeni wietrzeniowych w perydotytach, co szczególnie wyraźnie zaznacza się na północnym zboczu wzgórza Grochowiec (odśl. 11, 13). Występowanie skał talkowych w serpentynitach masywu Braszowic-Brzeźnicy było odnotowane również przez Sułkowskiego (1964) z rejonu Kopalni Magnezytu „Konstanty” (odśl. 64) oraz z terenu nieczynnej obecnie Kopalni Magnezytu „Szczęść Boże”.

Widziane makroskopowo skały talkowe są mało zwarte, często złupkowane, o barwie brunatnej bądź ciemnozielonej i posiadają wyraźną teksturę kierunkową. Pod mikroskopem uwidacznia się ich struktura lepidoblastyczna wyrażona zarówno przez równoległe ułożone blaszki i łuseczki talku, jak również soczewkowo wyciągnięte skupienia grudek mineralnych nieprzezroczystych. Agregatom łusieczek talkowych często towarzyszą pojedyncze żyłki wypełnione żółtawą bądź brunatną substancją ilastą.

W wyniku rentgenowskiej analizy proszkowej na diagramie zanotowano obecność refleksów charakterystycznych zarówno dla talku, jak również dla serpentynu. Talk charakteryzują refleksy o wartościach *d* (w nm): 0,935 (*I* = 100), 0,466 (*I* = 45), 0,311 (*I* = 100), 259 (*I* = 10), 0,218 (*I* = 10). Oprócz nich wyraźnie zaznaczają się refleksy (001), (102), (104) serpentynu. Przeprowadzone badania spektrofotometryczne w podczerwieni próbki skały talkowej dały krzywą charakterystyczną dla talku z wyraźnie zaznaczonymi pasmami absorpcji w zakresach 425, 452, 465, 675, 1018, 1040  $\text{cm}^{-1}$ . Na wykresie tym można zaobserwować również słabe pasma o maksimach 605 i 725  $\text{cm}^{-1}$  pochodzące przypuszczalnie od zanieczyszczeń próbki oliwinem i węglanami (dolomit?).

Wystąpienie skały węglanowo-talkowej (listwenitu) stwierdzono w nieczynnym kamieniołomie na północnym zboczu wzgórza Grochowiec (odśl. 11). Listwenit tworzy w złupkowanych, brunatnych, otalkowanych perydotytach niewielką tektoniczną enklawę porożcinaną cienkimi żyłkami magnezytowymi. Megaskopowo jest to jasnozielona afaniczna skała o teksturze bezkierunkowej. W obrazie mikroskopowym można dostrzec jej granolepidoblastyczną strukturę wyrażoną przez równoległe ułożenie niewielkich łusieczek talkowych tkwiących w drobnoziarnistym tle węglanowym. Ksenoblasty talkowe mają wielkość od 1 do 3 mm i posiadają dobrze wykształconą gęstą łupliwość równoległą do (001), a miejscami są poprzecinane większymi żyłkami węglanowymi. Żyłki te wypełnione są najczęściej allotriomorficznymi zia-

renkami dolomitu dochodzącymi do 2 mm wielkości.

Inną odmianą skalną towarzyszącą serpentynitom są brekcje serpentynitowo-chalcedonowe. Odślaniają się one na wzgórzu Mnich. Strefa tych skał występuje w sąsiedztwie grubokrystalicznego klinopiroksenitu, który odślania się w partii szczytowej wspomnianego wzgórza (odśł. 25). Brekcje te składają się z nieregularnej wielkości ostrokrawędzistych okruchów ciemnozielonego bądź brązowego serpentynitu, scementowanych cienkimi, żółtawymi żyłkami opalowo-chalcedonowymi. Wielkość fragmentów serpentynitu nie przekracza kilku centymetrów (pl. VIII, 1, 2).

Pod mikroskopem okruchy serpentynitu z brekcji wykazują strukturę płomykową, a budujące je blaszki i strzępki antygorytowe są przyprószone znaczną ilością grudkowych minerałów nieprzezroczystych. Żyłki chalcedonowe mają zwykle budowę strefową, przy czym warstewki opalowo-chalcedonowe układają się zwykle równolegle do krawędzi opływanych fragmentów serpentynitu. W partiach brzeźnych żyłek można zauważyć rekryształizację chalcedonu w kwarc, który miejscami wypełnia kawerny.

Skały chlorytowe napotkano w strefie kontaktowej serpentynitów antygorytowych z rodingitami w nieczynnym kamieniołomie serpentynitu w pobliżu Mikołajowa (odśł. 1). Megaskopowo przedstawiają one mało zwięzły agregat mineralny wypełniający szczeliny w strefie kontaktu pomiędzy skałą grossularowo-diopsydową a serpentynitem antygorytowym i penetrujący klinowymi nagromadzeniami wnętrze enklawy rodingitowej. Miąższość wypełnień chlorytowych waha się zwykle od 3 do 5 cm. Tworzące tło skały blaszki chlorytu są często zmięte i powyginane w różnych kierunkach, a niekiedy wyraźnie ułożone równolegle do płaszczyzny kontaktowej.

W obrazie mikroskopowym skały chlorytowe z Mikołajowa wykazują strukturę lepidoblastyczną i teksturę kierunkową. Zasadniczym składnikiem mineralnym jest tu szary, drobnołuseczkowy chloryt. W mniejszych ilościach można spotkać pojedyncze osobniki brązowego połyskującego diopsydu tkwiące w drobnołuseczkowym tle. Tło chlorytowe wykazuje znamiona silnych odkształceń dynamicznych, co wyraża się silnym wygięciem zespołów łuseczek chlorytowych, a także ich wywalcowaniem i rozarciem na drobne blaszki i strzępki. Większe łuseczki chlorytowe wykazują słaby pleochroizm ( $\alpha$  – bezbarwny,  $\gamma$  – bladezielony) oraz dwójłomność 0,009 – 0,011. Wyniki analizy dyfraktometrycznej chlorytu z tego wystąpie-

nia podano w tabeli 6. Próbkę skały chlorytowej

**Tabela 6.** Wyniki dyfraktometrycznej analizy rentgenowskiej chlorytu magnezowego wydzielonego ze skały chlorytowej (nieczynny kamieniołom serpentynitu w okolicy Mikołajowa)  
Results of X-ray diffraction analysis of magnesian chlorite separated from chlorite rocks (abandoned serpentinite quarry near Mikołajów village)

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (nm)
(001)	80	1,4257
(002)	100	0,7137
(003)	80	0,4744
(004)	100	0,3554
(005)	60	0,2840
(202)	10	0,2585
(201)	15	0,2542
(203)	10	0,2442
(202)	5	0,2382
(204)	5	0,2261
(205)	2	0,2066
(204)	15	0,2003
(206)	8	0,1882
(205)	6	0,1825
(206)	5	0,1663
(208)	15	0,1565
(060)	10	0,1539

z kamieniołomu w Mikołajowie poddano również badaniu metodą termicznej analizy różnicowej. Na krzywej DTA otrzymano dwa maksima endotermiczne: 660 i 880°C oraz egzotermiczne 910°C, co przy 8% stracie masy może – zdaniem dr Augusta z Zakładu Mineralogii i Petrografii U.Wr. (inf. ustna) – wskazywać na obecność w badanej próbce trioktaedrycznego chlorytu magnezowego z minimalną domieszką Fe.

We wschodniej części masywu, na wschodnim zboczu wzgórza Stróżnik w obrębie perydotytów występuje niewielki gnejsowy blok tektoniczny. Są to zwykle gnejsy gruboziarniste zbudowane z kwarcu, plagioklazów i ortoklazów zawierające smugi łyszczyków. Ich odmiana o teksturze oczkowej zawiera oczka skaleniowe o wielkości do 5 mm opływnięte cienkimi smugami porożrywanego biotyty oraz schlorytyzowanej hornblendy (Liebisch 1877; Gajewski 1974).

Zarówno gnejsy, jak i towarzyszące im perydotyty są porożcinane białymi żyłami aplitowymi o miąższości dochodzącej do kilku metrów. Bloczki tych aplitów można spotkać w zwietrzelinie *in situ* na północno-wschodnim zboczu wymienionego wzgórza.

Pod mikroskopem aplity wykazują strukturę mikrokrystaliczną i nierównoziarnistą. Zbudowane są z kwarcu, plagioklazów, skalenia potasowego, jasnego łyszczyku oraz hornblendy.

Plagioklasy o składzie  $An_{16-18}$  tworzą najczęściej niewielkie (0,5–1 mm), czasem albitowo zbliżone ksenomorficzne ziarna z przejawami wtórnych zmian na krawędziach.

Idiomorficzny mikroklin ma słabo zaznaczone krótkowe struktury wzrostów bliźniaczych i często wykazuje zmętnienia w centralnych partiach ziarn.

Obydwa skalenie opłynięte są przez mozaikę drobnych ziarn kwarcowych, nierzadko faliście wygaszających światło.

Hornblenda występuje w tle kwarcowo-skale-

niowym w postaci brunatnawych bądź żółtozielonych smużystych skupień drobnych igiełek i poruchotanych słupków. Osobniki amfibolowe charakteryzują się wyraźnym pleochroizmem w barwach  $\alpha$  – seledynowożółty,  $\beta$  – żółty,  $\gamma$  – oliwkowozielony. Kąt wygaszania światła wynosi  $17^\circ$ , dwójłomność  $n_\gamma - n_\alpha = 0,018 - 0,021$ . Amfibolom sporadycznie towarzyszą pojedyncze, porozrywane blaszki jasnego łyszczyku rozmieszczone beładnie w tle skalnym.

## CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA STREF KONTAKTOWYCH SERPENTYNITÓW Z NIEKTÓRYMI SKAŁAMI ICH OTOCZENIA

### STREFY KONTAKTU APLIT–SERPENTYNIT

Mikrokrystaliczne szarobiałe skały aplitowe w postaci żył penetrują ultrabazyty we wschodniej części masywu Braszowic-Brzeźnicy. Aplity te zostały wydzielone przez Finckha (1932) wśród perydotytów na wschodnim zboczu Stróżnika. Obecnie teren ten jest silnie zarośnięty lasem, co nie pozwoliło autorowi niniejszej pracy na znalezienie odkrywek i pobranie z nich próbek do badań petrograficznych. Znajduje się tu jedynie zwierzelina *in situ*, z której udało się zebrać kilka próbek pozwalających na ustalenie petrograficznej charakterystyki tych skał. Szczególnie interesujące okazały się bloczki zwierzeliny w pobliżu dawnej hałdy kopalni magnezytu położonej pomiędzy Grochowcem a Mnichem (odst. 38). Na podstawie badań mikroskopowych stwierdzono, że w strefie kontaktowej wyróżnić można 5 mniejszych stref różniących się proporcjami głównych składników skałotwórczych, a mianowicie strefę kwarcowo-skaleniową ze smugami amfiboli, strefę kwarcowo-skaleniowo-amfibolową, strefę amfibolową, strefę amfibolowo-serpentynowo-wezuwianową i strefę serpentynowo-tremolitową. Zasięg zjawisk termicznego oddziaływania aplitu na serpentynit w omawianym punkcie był zapewne niewielki, gdyż łączna miąższość strefy kontaktowej wynosi 5–8 cm.

### STREFA KWARCOWO-SKALENIOWA ZE SMUGAMI AMFIBOLI

Głównymi składnikami tej partii są duże, miejscami dochodzące nawet do 4 mm, hipidiomorficzne ziarna plagioklazowe ( $An_{18-21\%}$ ). Lokalnie mają one wyraźnie zaznaczoną budowę pasową, a miejscami są zbliżone albitowo. Skalenie te tkwią w drobnokrystalicznej mozaice ciasno poza-

zębianych ziarn kwarcowych. Agregat ten często jest porozcinany lub porozrywany żyłkami i smużystymi nagromadzeniami drobnotabliczkowej hornblendy zwyczajnej. Skupienia i żyłki hornblendowe mają zwykle miąższość od 0,5 do 3 mm, a budujące je słupki amfiboli miejscami osiągają wielkość do 1,5 mm.

### STREFA KWARCOWO-SKALENIOWO-AMFIBOLOWA

Opisywana partia skały kontaktowej wykazuje miąższość około 3 cm, a w jej składzie mineralnym dominuje idiomorficzny amfibol o pokroju słupkowym, który tworzy zespół mineralny zbudowany z ciasno pozrastanych, ułożonych równolegle, igiełek. Igiełki te opływają wyspowe nagromadzenia kwarcowo-skaleniowe, a miejscami w postaci izolowanych żyłek przetykają minerały aplitów. W strefie tej wielkość osobników amfibolowych dochodzi do 3 mm, a lokalnie nawet do 5 mm. Obfite w tej strefie minerały nieprzezroczyste występują zwykle w tle amfibolowym, najczęściej w postaci nieregularnych robaczkowych skupień i drobnych grudek, chociaż czasem wchodzi także w skład brunatnych pylastych nalotów na powierzchniach ziarenek kwarcowych.

### STREFA AMFIBOLOWA

W następnej partii występuje skała monomineralna. Wykazuje ona strukturę nematoblastyczną i wyraźną teksturę kierunkową, sporadycznie nieuporządkowaną. Głównym składnikiem mineralnym tej odmiany skalnej jest idiomorficzna hornblenda o wielkości 3–5 mm ułożona najczęściej kierunkowo, zgodnie z wydłużeniem słupków, lokalnie tworząca skupienia sferolityczne. Miąższość tej strefy nie przekracza zwykle 5 cm.

## STREFA AMFIBOLOWO-SERPENTYNOWO-WEZUWIANOWA

Następną jest strefa o miąższości rzadko przekraczającej 1 cm. Ciemne zabarwienie i niemal izotropowy charakter optyczny skała ta zawdzięcza agregatom granatowo-wezuwianowym tkwiącym w tle aktynolitowym lub amfibolowo-antygorytowym. Skupienia wezuwianowo-granatowe składają się zwykle z drobnych brunatnych słupków wezuwianowych o średnicy do 1 mm oraz z ksenoblastów granatu o wielkości dochodzącej do 0,5 mm, wykazujących nierzadko anomalne barwy interferencyjne w odcieniach szarych. Antygoryt występuje tu najczęściej w postaci pojedynczych skupień sferolitowych zbudowanych z pojedynczych blaszek tego minerału, szarzielonych w świetle przechodzącym. Obok antygorytu w tle skalnym występują jeszcze drobnoigielkowy aktynolit oraz niewielkie ziemiste agregaty chlorytowo-talkowe.

## STREFA SERPENTYNOWO-TREMOLITOWA

Warstewka ta, stanowiąca przejście do serpentynitu antygorytowego o strukturze płomykowej, ma miąższość około 2 cm. Od typowego serpentynitu antygorytowego odróżnia ją obecność w składzie mineralnym dużych, wachlarzowo układających się agregatów tremolitowych. Ich długość często przekracza 15 mm, a tkwią one w tle serpentynowym, złożonym z płomykowo ułożonych blaszek antygorytowych. Lokalnie w tle antygorytowym można napotkać również większe chmurne skupienia drobnych kuleczek magnetytowych.

Z przeprowadzonych badań mikroskopowych wynika, że w składzie mineralnym strefy kontaktowej aplit-serpentynit dominują amfibole wykształcone w postaci osobników dwóch generacji. Do pierwszej generacji należy zaliczyć drobnoigielkowy aktynolit układający się w zmierzwiłone agregaty występujące w strefie bezpośrednio przyległej do aplitu.

Drugą generację reprezentuje tremolit tworzący wachlarzowe i snopkowe agregaty długich igiełek w tle serpentynowym.

Powstanie tremolitu może być związane ze zjawiskiem metamorfizmu regionalnego facji zielenkowej, gdy bogaty w  $H_2O$  fluid metamorfizujący mógł migrować wzdłuż płaszczyzny nieciągłości w strefie kontaktowej. Niewykluczony jest również znaczny udział zjawisk metasomatycznych w tworzeniu tej strefy, co przejawiać się może obecnością wezuwianu, granatu i chlorytu.

Pod względem wykształcenia petrograficznego skały kontaktowe z masywu Braszowic-Brzeźnicy

odróżniają się od typowych hornfelsów magnezowych powstałych w strefach kontaktowych granitoidów z ultrabazytami. Kontakt aplit-perydotyt opisany przez Olsena (1961) z prowincji Quebec w Kanadzie charakteryzuje się obecnością strefy biotytowej na granicy aplit-perydotyt; podobne zjawisko zaobserwowano na kontakcie gnejsów sowiogórskich z metaperydotytami w Bystrzycy Górnej (Kryza 1981).

Podsumowując wyniki tych rozważań należy zaznaczyć, że proces utworzenia wąskich amfibolowych reakcyjnych stref kontaktowych na granicy aplit-serpentynit mógł mieć miejsce raczej podczas niskotemperaturowej metasomatozy wapniowej, związanej przypuszczalnie ze zjawiskami metamorfizmu regionalnego.

## STREFY KONTAKTU METAGABRO-SERPENTYNIT

W południowej i południowo-wschodniej części masywu Braszowic-Brzeźnicy skały ultrazasadowe kontaktują ze skałami gabroidowymi. Granicę obu tych wydzieleni stosunkowo dobrze rozpoznano wierceniami i badaniami elektrooporowymi, dotychczas jednak brak było charakterystyki petrograficznej zjawisk kontaktowych gabroidów z serpentynitami. Autor w trakcie prac terenowych miał możliwość prześledzenia wąskiej strefy kontaktowej w próbkach pochodzących z bloków na południowym zboczu Mnicha.

Badając te próbki można zauważyć, że strefa kontaktowa ma charakter gradacyjny, a jej miąższość nie przekracza zwykle 40 cm. W jej obrębie można wyróżnić osiem strefowo rozmieszczonych charakterystycznych zespołów mineralnych, różniących się udziałem objętościowym poszczególnych składników. Są to strefy: plagioklazowo-klinopiroksenowo-klinozoizytowa, klinopiroksenowo-chlorytowa, klinopiroksenowa, klinopiroksenowo-amfibolowa, amfibolowo-wezuwianowa, amfibolowa, amfibolowo-serpentynowa i serpentynowo-oliwinowa (pl. VII, 1). Należy jednak w tym miejscu podkreślić, że skały strefy plagioklazowo-klinopiroksenowo-klinozoizytowej pierwotnie miały cechy gabra zbudowanego z piroksenu jednoskośnego i plagioklazu. Intensywne procesy metamorficzne spowodowały jednak jego zaawansowaną saussurytyzację i uralityzację, dlatego też pierwotna struktura zachowała się jedynie fragmentarycznie. Skały gabroidowe o podobnych cechach petrograficznych zostały opisane przez Majerowicza (1963) z masywu Ślęży i określone jako metagabra. Wydaje się, że nazwa ta jest również adekwatna w odniesieniu do strefy plagioklazo-

wo-klinopiroksenowo-klinozoyzytowej obserwowanej na kontakcie serpentynitu z gabroidami na wzniesieniu Mnich w masywie Braszowic-Brzeźnicy.

#### STREFA PLAGIOKLAZOWO-KLINOPIROKSENOWO-KLINOZOIZYTOWA

W składzie mineralnym tej strefy dominuje ksenomorficzny piroksen jednoskośny o dobrze widocznej oddzielności diallagowej, który jest otoczony tłem klinozoyzytowo-chlorytowym. Plagioklaz o cechach optycznych labradoru (52–56% An) występuje tu sporadycznie jedynie w postaci pojedynczych, ksenomorficznych, silnie zmienionych i powyginanych osobników o wielkości dochodzącej do 1,5 mm. Słabo widoczna jest również jego budowa pasowa, a niektóre kryształki plagioklazu wykazują plamiste wygaszanie światła oraz przerośnięte są dużą liczbą igiełek amfibolowych. Tło chlorytowo-klinozoyzytowe skały tworzą pojedyncze strzępkowe nagromadzenia klinozoyzytu, tkwiące w drobnołuseczkowym agregacie chlorytowym.

#### STREFA KLINOPIROKSENOWO-CHLORYTOWA

W obrębie tej strefy można zauważyć stopniowo wzrastającą dominację drobnołuseczkowego tła chlorytowego kosztem wypieranych klinopiroksenów. Pirokseny te są najczęściej powyginane lub mają zarysy ameboidalne i palczaste. Szczelinki oddzielności diallagowej nierzadko są wygięte w charakterystyczne fałdki załomowe. W tle chlorytowym można także zauważyć pojedyncze, złotawe igielki aktynolitowe nie tworzące zwykle większych skupień. Zmiany kataklastyczne w omawianej strefie zaznaczają się silnym spękaniami i rozerwaniem słupek klinopiroksenowych, zaoblanych zwykle tłem chlorytowym.

#### STREFA KLINOPIROKSENOWA

Strefa ta, której miąższość nie przekracza zwykle 2 cm, ma charakter silnie skatakazowanej mazaiki złożonej z drobnych hipidiomorficznych (czasem idiomorficznych) osobników klinopiroksenowych. Drobne pirokseny jednoskośne o pokroju słupekowym lub ich fragmenty tworzą zwykle agregaty ciasno zająbających się ziarn mineralnych. Niekiedy w ich interstycjach można spotkać ameboidalne skupienia blaszek epidotu oraz okrągławe osobniki hornblendy brunatnej o wyraźnie widocznej dwukierunkowej łupliwości. Miejscami zasadnicze tło klinopiroksenowe tej strefy jest przerastane drobnymi igielkami aktynolitowymi.

Sporadycznie występują tu również drobne skupienia minerałów nieprzezroczystych o zarysach rombów.

#### STREFA KLINOPIROKSENOWO-AMFIBOLOWA

Skała kontaktowa w tej strefie ma strukturę porfiroblastyczną. Głównymi jej składnikami są, silnie postrzępione na krawędziach i zakończeniach słupek, porfiroklasty diallagowe tkwiące w spłsnionym drobnowłóknistym, jasnobrązowym tle aktynolitowym. Miejscami bezładne skupienia włókien amfibolowych układają się w wachlarzowe lub sferolityczne agregaty o rozmiarach 3–6 mm.

#### STREFA AMFIBOLOWO-WEZUWIANOWA

Strefę tę od poprzedniej odróżnia jedynie występowanie w tle skalnym gniazdowych skupień brunatnych, idiomorficznych, krępych słupek wezuwianowych tkwiących wśród włókienek aktynolitowych. Nagromadzenia wezuwianowe mają zwykle wielkość 2–10 mm. Miejscami układają się w soczewkowo wyciągnięte warstewki o niewielkiej miąższości. Budujące je słupek wezuwianowe w brzeźnych częściach warstewek nierzadko przerastają się z igielkami aktynolitowymi, które często są powyginane i skatakazowane.

#### STREFA AMFIBOLOWA

Strefa amfibolowa stanowi przejście do skał zawierających minerały serpentynowe. Jej miąższość wynosi zwykle 3–5 cm. Budują ją długie, miejscami dochodzące nawet do 15 mm długości, cienkie igielki tremolitowe. Igelki te układają się zupełnie bezładnie. Sporadycznie można zaobserwować także ich snopkowe lub sferolityczne agregaty. Amfibolom towarzyszą często chmurzaste skupienia mikrokuleczek magnetytowych.

#### STREFA SERPENTYNOWO-AMFIBOLOWA

W partii tej można zauważyć przerastające się diablastycznie blaszki antygorytowe i igielki tremolitowe. Miejscami obszary bogatsze w tremolit penetrują dobrze wykształcone struktury płomykowe antygorytów. Lokalnie można zauważyć również narośnięte na igielki amfibolowe pojedyncze blaszki antygorytowe. Wielkość blaszek antygorytowych w omawianej strefie waha się od 1 mm do 4 mm, natomiast długość włókien tremolitowych w skupieniach kłębkowych dochodzi do 5 mm.

## STREFA OLIWINOWO-SERPENTYNOWA

Strefa oliwinowo-serpentynowa charakteryzuje się występowaniem w tle skalnym drobnostrzępkowego antygorytu oraz silnie skataklazowanego oliwinu. Wielkość ostrokrawędzistych fragmentów oliwinowych zwykle nie przekracza 2 mm, a minerały serpentynowe dochodzą rozmiarami do 4 mm.

Przeprowadzone badania stref kontaktowych metagabra z serpentynitami antygorytowymi, obserwowanych na wzgórzu Mnich w masywie Braszowic-Brzeźnicy, pozwalają na przypuszczenie, że obecny skład mineralny tych stref jest wynikiem procesów metamorficznych związanych z serpentynizacją ultrabazytów. Obserwacje wzajemnych zależności pomiędzy pierwotnymi ultrabazytami i pierwotnymi gabroidami masywu są utrudnione na skutek znacznej saussurytyzacji i uralityzacji pierwotnych gabroidów oraz zaawansowanej serpentynizacji ultrabazytów. Do zatarcia pierwotnych cech petrograficznych stref kontaktowych przyczyniły się również silne deformacje tektoniczne, powodujące wygięcie ziarn klinopiroksenów oraz fragmentację żył klinopiroksenowych w strefach kontaktowych. Pewne cechy strukturalne, takie jak: ostra granica skał kontaktowych z towarzyszącymi serpentynitami, brak oznak częściowego upłynnienia skał stropowych połączonego z utworzeniem charakterystycznej rezydualnej aureoli dunitowej, relikty pierwotnych struktur magmowych w gabroidach, sugerują, że wtargnięcie magmy gabroidowej w ultrabazyty miało charakter niskotemperaturowy i nie powodowało rozległych reakcji chemicznych ze skałami otoczenia. Późniejszy etap metamorfizmu skał strefy kontaktu zachodził synchronicznie z serpentynizacją ultrabazytów, a towarzyszyła mu przypuszczalnie intensywna deformacja tektoniczna. Zmiany metasomatyczne polegające na doprowadzeniu znacznych ilości Ca spowodowały powstanie w strefach kontaktowych grossularu i wezuwianu na granicy z aktynotem, którego tworzenie mogło być związane z podwyższeniem parcjalnego ciśnienia  $H_2O$  w strefie kontaktu bezpośrednio przyległej do ultrabazytów. Dokładniejsze uzasadnienie powyższej hipotezy wymaga jednak dodatkowych specjalistycznych badań.

## RODINGITY

Rodingitami nazywane są zwykle skały metasomatyczne tkwiące w obrębie serpentynitów lub

na kontakcie z nimi, zbudowane z grossularu (hydrogrossularu), diopsydu, prehnitu, chlorytu, kso-notlitu, wollastonitu i innych minerałów. Występują one najczęściej w strefach intensywnej deformacji tektonicznej serpentynitów (Coleman 1980), a ich powstanie związane jest z procesem serpentynizacji ultrabazytów (Coleman 1977). Niektórzy autorzy przyjmują również możliwość tworzenia się rodingitów przy udziale postintruzywnych fluidów hydrotermalnych (Bloxam 1954; Heflik, Żabiński 1980). Rodingity i skały rodingitopodobne z Dolnego Śląska zostały między innymi opisane z serpentynitów masywu Gogołów-Jordanów (Majerowicz 1979, 1983) oraz z brekcji serpentynitowo-gabrowych w strefie sudeckiego uskoku brzeźnego na granicy ze strukturą bardzka (Wajspych 1981).

W masywie serpentynitowym Braszowic-Brzeźnicy występowanie rodingitów stwierdzono w nieczynnym kamieniołomie serpentynitu w okolicy Mikołajowa. Wystąpienie to zostało szczegółowo opisane przez autora w oddzielnej pracy (Gunia 1986a). Skały rodingitopodobne występują także w blozkach zwietrzliny *in situ* obok dawnej hałdy kopalni magnezytu pomiędzy Grochowcem a Mniczem. Przejawy rodingityzacji stwierdzono również w strefach kontaktowych piroksenitów z serpentynitami na grzbiecie i południowym zboczu wzniesienia Mnich. Wystąpienia rodingitów w masywie Braszowic-Brzeźnicy zaznaczono na szkiecowej mapie geologicznej literą R (fig. 3).

We wspomnianym odsłonięciu w okolicy Mikołajowa rodingit tworzy niewielką, różowoszarą, tektoniczną enklawę tkwiącą w silnie spękanych brunatnych serpentynitach antygorytowych. Odsłania się ona na zachodniej ścianie nieczynnego kamieniołomu serpentynitu (południowo-zachodnie zbocze Mnicha, odsł. 1). Enklawa ta o rozmiarach  $3 \times 0,4$  m przebiega w kierunku NNW i zapada pod kątem  $30^\circ$  na NEE. Otoczona jest kilkucentymetrowej miąższości ciemnozieloną chlorytową otuliną kontaktową. Głównym składnikiem tła skalnego rodingitu jest idiomorficzny grossular o rozmiarach dochodzących do 0,15 mm, nierzadko przerastający się z grubosłupkowym ciemnobrązowym wezuwianem oraz drobnołuseczkowym agregatem klinozoizytowo-chlorytowym. W skład otuliny kontaktowej rodingitu wchodzi najczęściej blaszkowy chloryt magnezowy wypełniający niemal całe tło skalne. W tle chlorytowym można niekiedy napotkać pojedyncze porfiroklasty diopsydowe o wyraźnie widocznej łupliwości wzdłuż (100).

Przeprowadzone przez autora badania chemi-

czne i mineralogiczne rodingitu z okolic Mikołajowa wskazują, że może on stanowić odkłuty i metasomatycznie przeobrażony w procesie serpentynizacji fragment dajki gabroidowej (Gunia 1986a).

Rodingity znaleziono także na sąsiednim obszarze w pobliżu hałdy dawnej kopalni magnezytu pomiędzy Mnichem a Grochowcem (odśl. 38) w strefie kontaktu aplitu z serpentynitem. Podczas badań terenowych w zwietrzelinie *in situ* natrafiono tu na kilkunastocentymetrowej średnicy bloczek jasnoszarego rodingitu wraz z ciemnozieloną otuliną kontaktową. Badania mikroskopowe wykazały, że głównym składnikiem jasnoszarej części badanej próbki jest framboidalny, rzadziej idiomorficzny granat o wielkości osobników 0,1–0,3 mm, który często pod skrzyżowanymi nicołami wykazuje anomalną dwójłomność w odcieniach szarych. W partii szaroolitej bloczka tło granatowe jest opłynie przez brunatnoszary, często powyginany, kryptokrystaliczny agregat mineralny poprzątykany pojedynczymi igiełkami brunatnej hornblendy, nierzadko pokrytej pojedynczymi grudkami tlenków żelaza. W części ciemnozielonej bloczka, otaczającej tło granatowe, zaobserwowano ciasno przerastające się ze sobą drobne igiełki brunatnej hornblendy i pojedyncze włókna serpentynowe, które tkwią w szarym, bardzo drobnołuseczkowym tle chlorytowym.

Analiza rentgenowska jasnoszarej części bloczka wykazała, że jedynym występującym w niej składnikiem mineralnym jest grossular (tab. 7). Wyliczona na podstawie trzech rentgenogramów wartość jego parametru sieciowego  $a_0$  waha się

**Tabela 7.** Wyniki rentgenowskiej analizy dyfraktometrycznej grossularu wydzielonego ze skały rodingitowej (nieczynny kamieniołom serpentynitu w okolicy Mikołajowa)

Results of X-ray diffraction analysis of grossular separated from rodingite rock (abandoned serpentinite quarry near the Mikołajów village)

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (nm)
(400)	40	0,2959
(420)	100	0,2644
(332)	8	0,2521
(422)	20	0,2416
(510)	20	0,2326
(521)	15	0,2160
(440)	15	0,2108
(611)	20	0,1921
(444)	8	0,1709
(640)	20	0,1644
(642)	20	0,15826
(800)	10	0,1484
(840)	5	0,1330
(864)	10	0,1100

w granicach 11,849–11,875Å, co przez analogię ze składem grossularu z rodingitu w Mikołajowie (Gunia 1986a) sugeruje, że zawartość w granacie cząsteczki grossularowej przekracza 96% wag. Analizowany rentgenograficznie fragment skały z kontaktu ciemnozielonej otuliny z grossulem wykazał na rentgenogramie obecność refleksów wezuwianu i diopsydu (tab. 8)

**Tabela 8.** Wyniki rentgenowskiej analizy dyfraktometrycznej wezuwianu wydzielonego ze skały rodingitowej (nieczynny kamieniołom serpentynitu w okolicy Mikołajowa)

Results of X-ray diffraction analysis of vesuvianite separated from rodingite rocks (abandoned serpentinite quarry near Mikołajów village)

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (nm)
(321)	10	0,4024
(202)	7	0,3890
(420)	10	0,3492
(402)	10	0,3247
(004)	45	0,2929
(440)	100	0,2752
(600)	60	0,2598
(620)	40	0,2458
(404)	10	0,2343
(533)	2	0,2200
(315)	10	0,2133
(842)	10	0,1659
(851)	20	0,1628
(217)	30	0,1623
(941)	2	0,1562
(905)	5	0,1388

grossularu, chlorytu magnezowego oraz antygorytu. Na rentgenogramie próbki pobranej z otuliny kontaktowej wyraźnie zaznaczają się piki chlorytu magnezowego i aktynolitu oraz słabe refleksy oliwinu. Występowanie aktynolitu w otulinie kontaktowej oraz znalezienie rodingitu w pobliżu kontaktu aplitów z serpentynitami sugeruje jego genetyczny związek z granitoidami. Mała ilość materiału badawczego nie pozwala jednak na wyciągnięcie szerszych wniosków odnośnie do genezy rodingitu z tego wystąpienia.

Procesy metasomatycznego przeobrażenia tektonicznych enklaw w ultrabazytach masywu Braszowic-Brzeźnicy zaobserwowano także w płytach cienkich, wykonanych z próbek pochodzących ze stref kontaktowych piroksenitów z serpentynitami, które odsłaniają się na grzbiecie wzgórz Mnich oraz w nieczynnym kamieniołomie serpentynitu w okolicy Mikołajowa. Na podstawie badań mikroskopowych można zauważyć, że procesy

rodingityzacji skał z tych wystąpień charakteryzuje pewna stadialność. Następstwo tych przeobrażeń można przedstawić następująco: w początkowym stadium rodingityzacja schlorityzowanych piroksenitów ze wzgórza Mnich zaznacza się pojawieniem w skale pierwotnej brunatnych żyłek, rozcinających tło chlorytowe. Żyłki te zbudowane są z krępych słupków brunatnego wezuwianu o zarysach idiomorficznych. W następnym etapie żyłki wezuwianowe rozpoczynają penetrować także powyginane ksenomorficzne pirokseny, a lokalnie obecny w skale wezuwian tworzy również niewielkie skupienia gniazdowe. Kolejną fazą rodingityzacji jest zastępowanie tła wezuwianowego przez większe idiomorficzne osobniki grossularowe (do 3 mm wielkości), które miejscami wykazują szare, anomalne barwy interferencyjne. Grossular rozrastając się wypiera również obecne w skale pierwotnej klinopirokseny, które wówczas przybierają postać pojedynczych szkieletowych relików porośniętych drobnoigielkowym aktynolitem. Całkowitą metasomatyczną przebudowę schlorityzowanych klinopiroksenitów kończy etap ich granatyzacji i diopsydizacji, połączony z utworzeniem na brzegach skalnych ciał rodingitowych charakterystycznej chlorytowej otuliny kontaktowej typu „blackwall”. Produktem finalnym procesów rodingityzacji jest utworzenie jasnoróżowej masywnej skały o strukturze brekcjowej, zbudowanej z ostrokrawędzistych fragmentów szarego diopsydu, tkwiącego w tle skalnym zbudowanym z różowego idiomorficznego (rzadziej framboidalnego) grossularu, o wielkości osobników dochodzącej do 0,3 mm, oraz smużystych skupień ciemnozielonego blaszkowego chlorytu magnezowego. Pakiety blaszek chlorytowych w otulinach kontaktowych wykazują oznaki silnego sfałdowania. W obrębie

niektórych słabo zrodingityzowanych piroksenitów z kamieniołomu w okolicy Mikołajowa, zwłaszcza w brzeżnych partiach dajek, stwierdzono obeność strefy złożonej z dużych megakryształów diopsydowych o rozmiarach dochodzących do 3 cm.

Występowanie rodingitów w masywie Braszowic-Brzeźnicy może świadczyć o szczególnie intensywnej metasomatycznej transformacji tektonicznych soczew w ultrabazytach. Wystąpienia skał rodingitowych w obrębie serpentynitów uważane są za cechę charakterystyczną przemieszczonych zespołów ofiolitowych (Coleman 1977). Utworzenie się tych metasomatycznych skał wiąże się zwykle z etapem intensywnego transportu tektonicznego w strefach subdukcji podczas przemieszczania fragmentów płyt oceanicznej litosfery w obręb cokołów kontynentalnych (Coleman 1980). Znane są także przykłady wystąpień rodingitów w grzbietach śródoceanicznych (Honnorez, Kirst 1975). Jednakże metamorficzny charakter paragnez mineralnych rodingitów wskazuje na to, że ostateczna modyfikacja składu mineralnego i chemicznego tych skał mogła być związana z stadium rozwoju petrogenetycznego ofiolitów po przemieszczeniu (Frost 1975; Coleman 1980).

Wystąpienia skał rodingitowych o podobnym charakterze petrograficznym znane są z masywu serpentynitowego Gogołów-Jordanów w północnym obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich, skąd zostały opisane przez Majerowicza (1983). Identyczność składu chemicznego i charakteru petrograficznego rodingitów z północnego i południowego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich zdaje się potwierdzać synchroniczność procesów powstania tych metasomatycznych skał tkwiących w serpentynitach.

## INTERPRETACJA ZMIENNOŚCI CHEMIZMU ULTRABAZYTÓW

W celu ustalenia pozycji petrologicznej skał ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy wykonano ich analizy chemiczne. Do oznaczeń składu chemicznego wybrano reprezentatywne próbki poszczególnych odmian litologicznych, wykazujące najmniejszy stopień wtórnych przeobrażeń. Większość zanalizowanych próbek pochodziła z środkowej i zachodniej części masywu dotychczas słabo rozpoznanych geologicznie (tab. 9). Do obliczeń petrochemicznych wykorzystano również wyniki oznaczeń składu chemicznego ultrabazytów zamieszczone we wcześniejszych publikacjach (Pendias, Maciejewski 1959; Kubicz 1966). Do wy-

jaśnienia problemów petrogenety ultrabazytów wykorzystano jedynie te analizy, w których zawartość  $\text{SiO}_2$  nie przekracza 45% wag. Wyniki badań składu chemicznego ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy ilustruje tabela 9.

Przeprowadzone badania wskazują, że skały ultrazasadowe masywu charakteryzują się stosunkowo małą zmiennością składu chemicznego. Oznaczone w nich zawartości ważniejszych tlenków przedstawiają się następująco (w % wag.):  $\text{SiO}_2$  — 38,07 — 42,68% (średnio: 40,41%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,60 — 4,87% (1,85%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,6 — 8,28% (4, 77%),  $\text{FeO}$  — 0,42 — 5,71% (3,06%),  $\text{MgO}$  —





33,30–40,70% (38,64%), CaO – 0,13–5,16 (1,39%), Na<sub>2</sub>O – 0,04–0,58% (0,21%) i K<sub>2</sub>O – 0,01–0,17% (0,05%). Wysoka zawartość składników lotnych i Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wskazuje również na zaawansowany proces serpentynizacji badanych skał. Dla porównania składu chemicznego odmian o różnym stopniu serpentynizacji przeliczono wyniki analiz na 100% wagowych pomijając składniki lotne i standaryzując Fe, podobnie jak uczynili to Coleman (1977) dla ultrabazytów, Burro Mountain czy Grohmann *et al.* (1982) dla serpentynitów południowej Toskanii. Przeliczone w ten sposób analizy chemiczne ultrabazytów Braszowic-Brzeźnicy wykorzystano do dalszych rozważań petrologicznych.

Analizowane odmiany skalne z masywu Braszowic-Brzeźnicy swoim składem chemicznym nie różnią się znacząco od skał ultrazasadowych poda-

wanych przez Colemana (1977) jako charakterystyczne dla metamorficznych perydotytów asocjacji ofiolitowych. Podobnie przedstawia się w nich zawartość poszczególnych składników w stosunku do średniego składu perydotytu cytowanego przez Le Maître'a (1976).

Ultrabazyty masywu cechuje względnie stały stosunek MgO/(MgO+FeO) w granicach 0,69–0,91 (średnia: 0,855), którego wartość najczęściej oscyluje wokół wartości uznawanej przez Colemana (1977) za typową dla harzburgitów.

Inne wnioski nasuwają się po przedstawieniu składu chemicznego badanych skał na diagramach Grohmann *et al.* (1982) z zaznaczonymi polami odpowiadającymi składom: lherzolitów, harzburgitów i dunitów (fig. 4). Większość punktów projekcyjnych ultrabazytów z południowego obrzeżenia

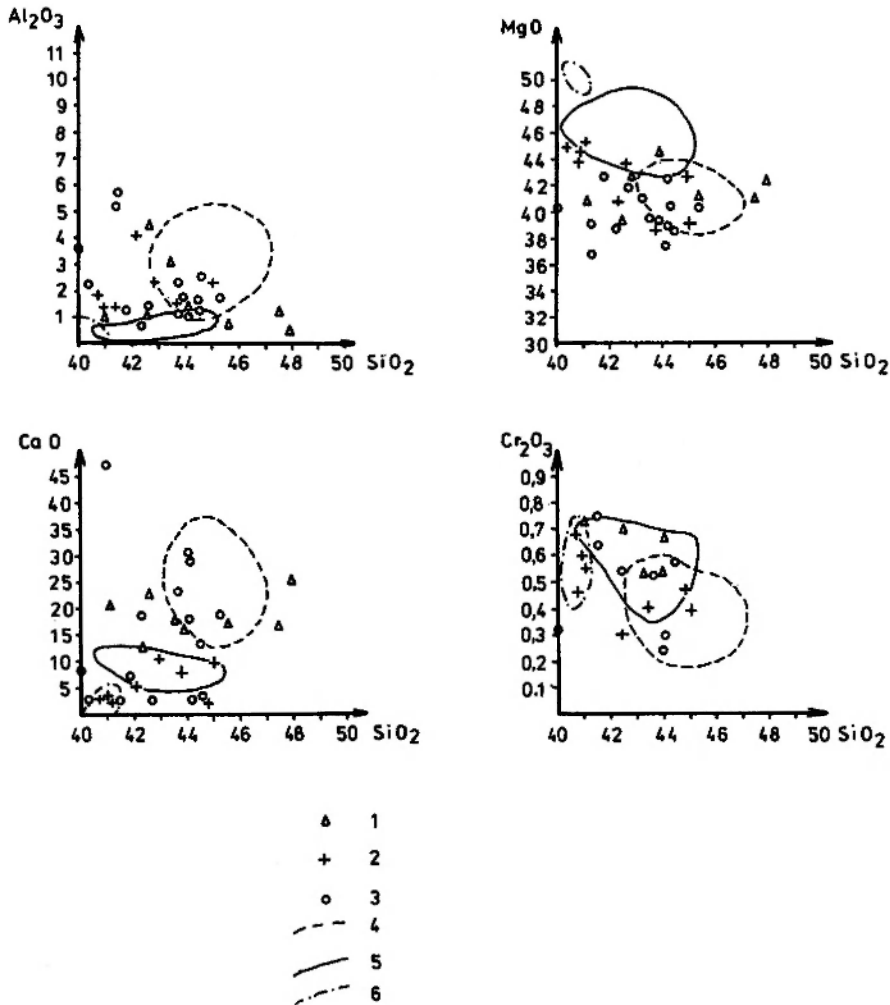


Fig. 4. Skład chemiczny skał ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy przedstawiony na diagramach wg Grohmann *et al.* (1982). 1 – ultrabazyty ze wzgórza Grochowiec; 2 – ultrabazyty ze wzgórza Stróżnik; 3 – ultrabazyty ze wzgórza Mnich; 4 – pole składu lherzolitów; 5 – pole składu harzburgitów; 6 – pole składu dunitów  
 Chemical composition of ultrabasic rocks of Braszowic-Brzeźnica massif shown on the Grohmann *et al.* (1982) diagrams. 1 – ultrabasic rocks from the Grochowiec hill; 2 – ultrabasic rocks from the Stróżnik hill; 3 – ultrabasic rocks from the Mnich hill; 4 – lherzolite composition area; 5 – harzburgite composition area; 6 – dunite composition area

bloku sowiogórskiego koncentruje się w obszarach lherzolitów i harzburgitów, chociaż należy odnotować, że na diagramach o współrzędnych  $\text{SiO}_2$  i  $\text{CaO}$  oraz  $\text{SiO}_2$  i  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  część ultrabazytów ze Stróżnika i Mnicha znalazła się w polu dunitów. Należy również zwrócić uwagę na fakt, że na wykresie zależności  $\text{SiO}_2$  i  $\text{MgO}$  znaczna część punktów projekcyjnych wypadła poza zakresami podanymi przez Grohmana *et al.* (1982) dla różnych odmian skał ultrazasadowych. Wydaje się, że najbardziej przydatny do porównań chemizmu ultrabazytów jest diagram o współrzędnych  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  i  $\text{SiO}_2$ , na którym większość punktów projekcyjnych ultrabazytów z Braszowic-Brzeźnicy znalazła się w polach poszczególnych odmian skał ultrazasadowych.

Dla uzasadnienia zmienności chemizmu zanalizowanych skał wyniki oznaczeń naniesiono także na diagram o współrzędnych  $\text{SiO}_2$  i  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  (Coleman 1977) oraz na trójkąty klasyfikacyjne  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$  i AFM Eskoli z zaznaczonymi przez Colemana (1977) polami chemizmu poszczególnych członów kompleksów ofiolitowych. Na pierwszym z wymienionych wykresów widać, że większość punktów projekcyjnych ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy koncentruje się wokół punktu średniego składu metamorficznych perydotytów, część z nich wpada w pole maficznych kumulatów, trzy zaś mieszczą się w obszarze ultramaficznych kumulatów (fig. 5).

Na trójkącie o współrzędnych  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$  większość punktów składu badanych skał ultrazasadowych znalazła się w polu metamorficznych perydotytów, a niewielka część w obszarze ultramaficznych kumulatów (fig. 6). Podobne wyniki ilustruje wykres AFM, na którym niemal wszystkie punkty projekcyjne skoncentrowane są w niewielkim polu metamorficznych perydotytów asocjacji ofiolitowych (fig. 7).

Dla porównania pierwotnego składu mineralnego odmian ultrabazytów o różnym stopniu serpentynizacji ich znormalizowany (z pominięciem  $\text{CO}_2$  i  $\text{H}_2\text{O}$ ) skład chemiczny przeliczono na minerały normatywne. Dla uniknięcia błędów spowodowanego przejściem żelaza dwuwartościowego w  $\text{Fe}^{3+}$  podczas serpentynizacji zawartość żelaza z analiz standaryzowano podobnie, jak uczynił to Coleman (1977). Obliczone metodą CIPW i Sobolewa (1959) procentowe zawartości głównych minerałów normatywnych przedstawiono na trójkątach klasyfikacyjnych OL-CPX-OPX, zgodnie z podziałem skał ultrazasadowych zalecanym przez IUGS (Streckeisen 1976).

Jak wynika z tych zestawień, większość punk-

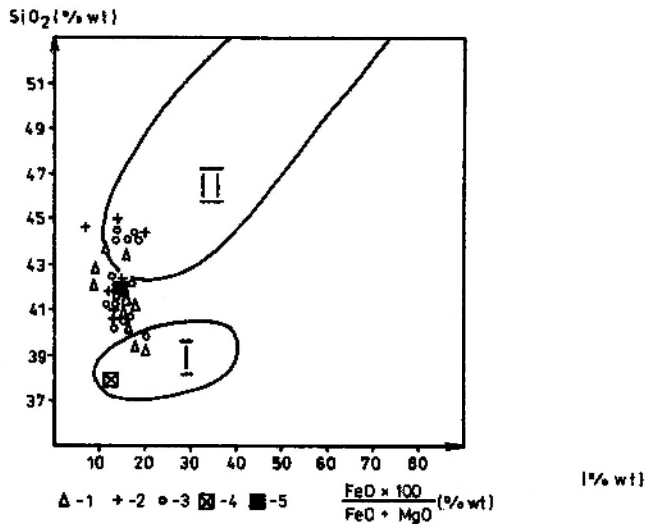
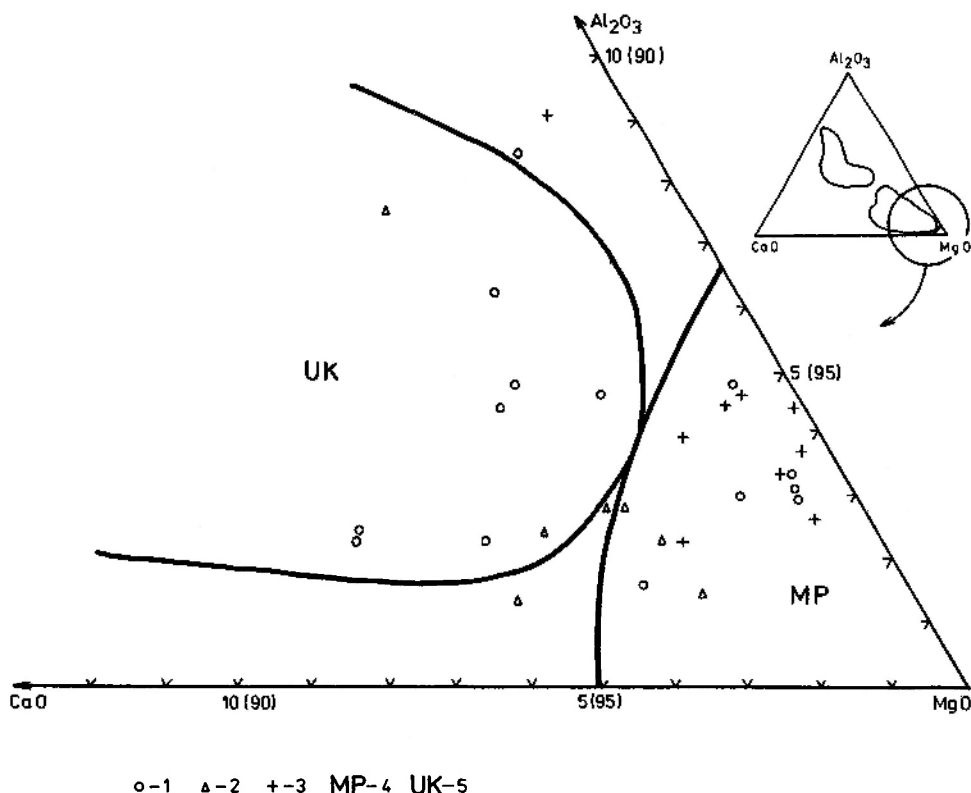


Fig. 5. Diagram zależności  $\text{SiO}_2$  i  $(\text{FeO} \cdot 100)/(\text{FeO} + \text{MgO})$  (w % wag.) Colemana (1977). 1 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Grochowic; 2 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Stróżnik; 3 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Mnich; 4 – średnia składu ultramaficznych kumulatów wg Colemana (1977); 5 – średnia składu metamorficznych perydotytów wg Colemana (1977)

A plot  $\text{SiO}_2$  versus  $(\text{FeO} \cdot 100)/(\text{FeO} + \text{MgO})$  (in wt %) after Coleman (1977). 1 – ultrabasic rocks from the Grochowic hill; 2 – ultrabasic rocks from the Stróżnik hill; 3 – ultrabasic rocks from the Mnich hill; 4 – average composition of ultramafic cumulates after Coleman (1977); 5 – average composition of metamorphic peridotites after Coleman (1977)

tów projekcyjnych składu ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy znalazła się w polach harzburgitów i lherzolitów. Kilka z nich składem normatywnym odpowiada dunitom lub werlitom (fig. 8, 9). Inną tendencją, jaką można zaobserwować na omawianych diagramach, jest koncentrowanie się punktów składu mineralnego ultrabazytów ze wzgórza Stróżnik w pobliżu granicy pomiędzy obszarami harzburgitów i dunitów. Szczególnie wyraźnie zależność ta uwidacznia się na diagramie OL-CPX-OPX opracowanym metodą Sobolewa (1959) (fig. 9).

Poznanie zróżnicowania geochemicznego pierwiastków śladowych w skałach ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy ma ważne znaczenie dla rozstrzygnięcia wielu zagadnień petrogenetycznych. Jak wynika z poprzednio prezentowanych diagramów, omawiane skały ultramaficzne mogą reprezentować derywaty płaszczowe utworzone w zakresie stabilności perydotytów spinelowych we wczesnym stadium formowania się litosfery oceanicznej. Nie wyjaśnionym do końca problemem jest charakter petrologiczny opisywanych ultrabazytów. Nie wiadomo, czy są one trudno topliwym residuum pozostałym po usunięciu stopu bazaltowego, czy też reprezentują ultrazasadowe



**Fig. 6.** Trójkątny diagram  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$  wg Colemana (1977). 1 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Mnich; 2 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Grochowiec; 3 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Stróżnik; 4 – pole składu metamorficznych perydotytów; 5 – pole składu ultramaficznych kumulatów

A triangular plot of  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$  after Coleman (1977). 1 – ultrabasic rocks from the Mnich hill; 2 – ultrabasic rocks from the Grochowiec hill; 3 – ultrabasic rocks from the Stróżnik hill; 4 – metamorphic peridotites composition area; 5 – ultramafic cumulates composition area.

dyferencjaty magmowe. Niebagatelną rolę przy rozpatrywaniu tego zagadnienia odgrywają oznaczenia zawartości pierwiastków przejściowych. Cenne dla badań porównawczych są, jak się wydaje, również analizy niektórych pierwiastków śladowych w ultrabazytach masywu Braszowic-Brzeźnicy wykonane w Mineralogisch-Petrologisches Institut Uniwersytetu w Giessen (RFN).

Wyniki analiz pierwiastków śladowych ultrabazytów południowego obrzeżenia bloku sowiogórskiego podano w tabelach 10 i 11. Dane odnoszące się do zawartości Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Zr, Sr w poszczególnych odmianach litologicznych zilustrowano ponadto graficznie na figurach 10 i 11.

Jak widać na figurze 10, poszczególne odmiany ultrabazytów Braszowic-Brzeźnicy charakteryzują się małą zmiennością koncentracji pierwiastków śladowych. Słabe zróżnicowanie, niezależnie od stopnia serpentynizacji skał, wykazują takie pierwiastki, jak Ni, Mn, Co, Zn, Zr i Sr. Pewne podwyższenie zawartości strontu w perydotytach z północnego zbocza Grochowca (próbki 11 ING i 13 ING) należy prawdopodobnie przypisać wpły-

wowi fluidów hydrotermalnych pochodzących z sąsiadujących z ultrabazytami granitoidów, a nie odnosić do procesów wczesnomagmowych.

Analizując zawartość pierwiastków śladowych w omawianych skałach można zauważyć również, że koncentracje Mn, Co, Zn, Zr, Sr, Cr i Ni w zasadzie odpowiadają zawartościom średnim podawanym dla skał ultramaficznych przez Winogradowa (1962). Mało charakterystyczne i zmieniające się skokowo są zawartości Ti i Cu, przy czym należy zwrócić uwagę na podwyższoną znacznie koncentrację Cu w jednej z próbek serpentynitu lizardyto-chozotyloвого oraz zmieniającą się skokowo zawartość Ti w perydotytach i serpentynitach antygorytowych. Bardzo niska jest również oznaczona w ultrabazytach zawartość Zr (średnio 12 ppm) porównywalna z koncentracją podaną przez Colemana (1977) dla rezydualnych perydotytów kompleksów ofiolitowych (5 ppm).

Mała zmienność składu chemicznego badanych skał uwidacznia się także w rozkładzie petrogenetycznie wskaźnikowych pierwiastków śladowych (Mn, Cr, Ni, Co). Dla przeanalizowania

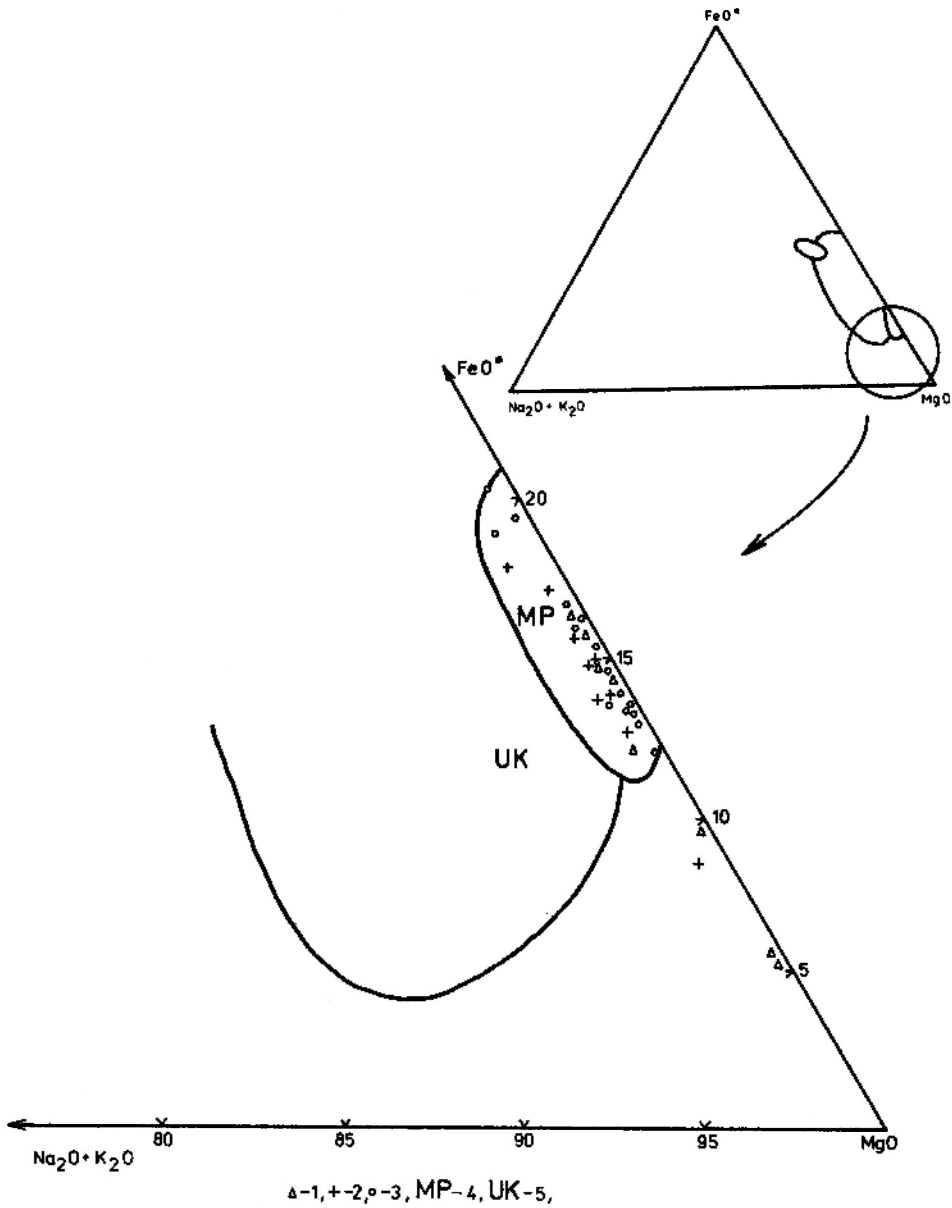
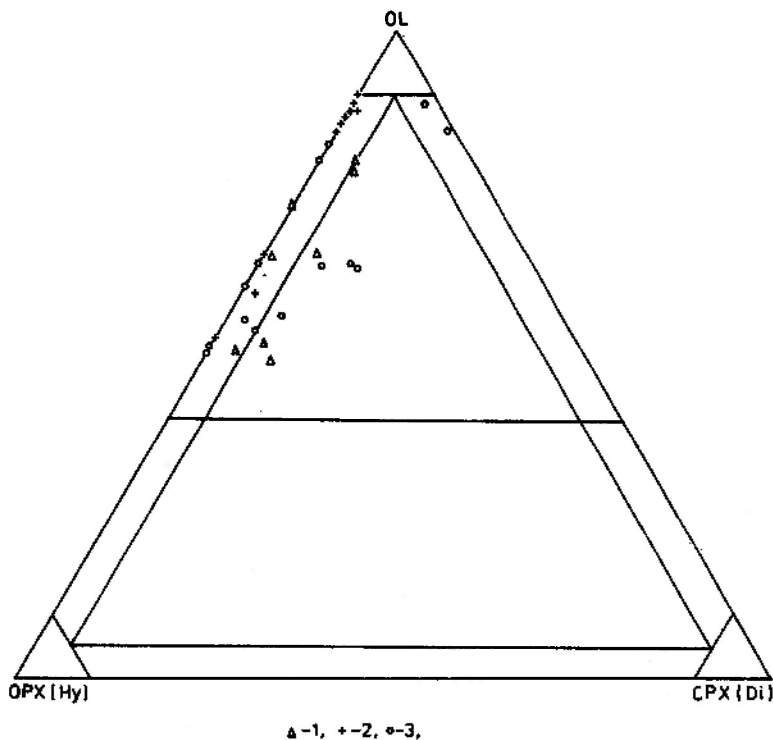


Fig. 7. Trójkątny diagram  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^*-\text{MgO}$  wg Coleman (1977). 1 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Grochowiec; 2 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Stróżnik; 3 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Mnich; 4 – pole składu metamorficznych perydotytów; 5 – pole składu ultramaficznych kumulatów

A triangular plot  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^*-\text{MgO}$  after Coleman (1977). 1 – ultrabasic rocks from the Grochowiec hill; 2 – ultrabasic rocks from the Stróżnik hill; 3 – ultrabasic rocks from the Mnich hill; 4 – metamorphic peridotites composition area; 5 – ultramafic cumulates composition area.

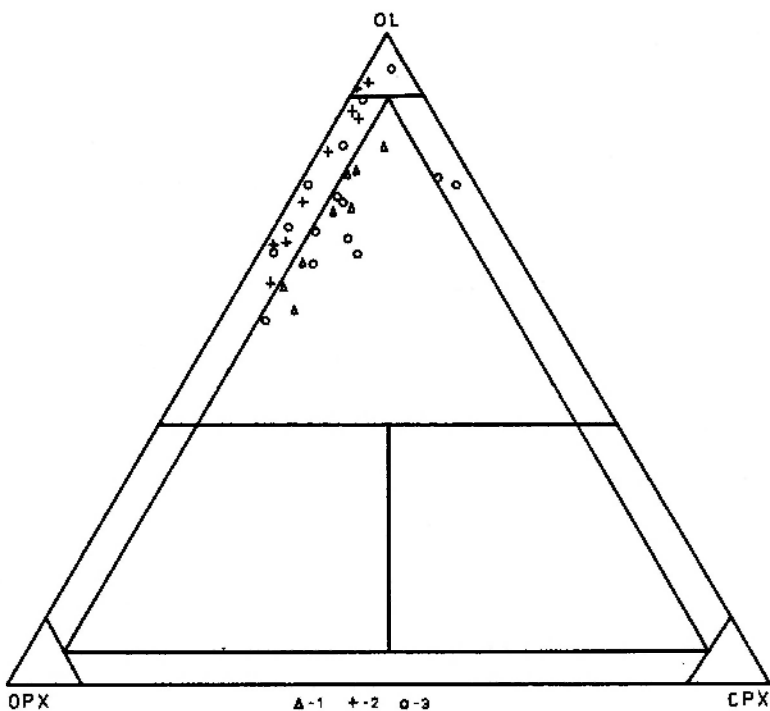
zmienności i składu ultrabazytów często stosuje się normalizację zawartych w nich pierwiastków śladowych w stosunku do ich koncentracji w chondrytach (m.in. Kay, Hubbard 1978) lub w odniesieniu do teoretycznego składu chemicznego stropowych części górnego płaszcz Ziemi (Coltorti, Siena 1984). Podobnie postąpiono z ultrabazytami Braszowic-Brzeźnicy. Na figurze 12 zestawiono znormalizowane w stosunku do składu chondrytów (wg Masona 1976) średnie zawartości Al, Ca oraz pierwiastków przejściowych typu 3d układu

okresowego. Dla porównania wykreślono również krzywe rozkładu tych pierwiastków w teoretycznym perydotycie płaszczowym oraz w wytopionym z niego bazalcie śródoceanicznym (wg Kaya i Hubbarda 1978). Jak można zaobserwować na wykresie (fig. 12), krzywa rozkładu pierwiastków śladowych w ultrabazytach Braszowic-Brzeźnicy swoim kształtem zbliżona jest do krzywej obrazującej płaszczowy trend rozkładu pierwiastków przejściowych. Nieco niższe w odniesieniu do składu płaszczowych derywatów są w ultrabazytach



**Fig. 8.** Skład normatywny ultrabazytów z masywu Braszowice-Brzeźnicy przedstawiony na trójkątnym diagramie OPX–OL–CPX (obliczony metodą CIPW). 1 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Grochowiec; 2 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Stróżnik; 3 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Mnich

Normative composition of ultrabasic rocks of the Braszowice-Brzeźnica massif plotted on the triangular diagram OPX–OL–CPX (calculated by CIPW method). 1 – ultrabasic rocks from Grochowiec hill; 2 – ultrabasic rocks from Stróżnik hill; 3 – ultrabasic rocks from Mnich hill



**Fig. 9.** Skład normatywny ultrabazytów z masywu Braszowice-Brzeźnica na trójkątnym diagramie OPX–OL–CPX (obliczony metodą Sobolewa (1959)). 1 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Grochowiec; 2 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Stróżnik; 3 – skały ultrazasadowe ze wzgórza Mnich

Normative composition of ultrabasic rocks of the Braszowice-Brzeźnica massif plotted on the triangular diagram OPX–OL–CPX (calculated by Sobolew (1959) method). 1 – ultrabasic rocks from Grochowiec hill; 2 – ultrabasic rocks from Stróżnik hill; 3 – ultrabasic rocks from Mnich hill

**Tabela 10.** Pierwiastki śladowe w skałach ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy (w ppm). Oznaczenia próbek takie same, jak w tabeli 9

Trace elements in ultrabasic rocks of Braszowice-Brzeźnica Massif (in ppm). Sample symbols are the same as in table 9

Numer próbki Sample number	Cr	Ni	Co	Ti	Cu	Mn
11 ING	1847	n.o.	n.o.	840	n.o.	1007
13 ING	2189	1038	82	780	15	1007
37 ING	1779	1700	107	720	37	697
43 ING	1437	1700	122	720	15	1162
11 N	2257	1867	95	60	5	929
13 N	2264	2094	111	120	55	697
38 N	4633	2143	105	60	17	929
40 N	1767	2130	117	60	5	1084
19 K	1984	260	n.o.	*	n.o.	n.o.
20 K	1573	364	n.o.	*	n.o.	n.o.
22 K	2224	104	n.o.	*	n.o.	n.o.
3 ING	1368	1200	102	480	97	102
9 ING	1875	1700	85	600	15	1162
14 ING	1450	1875	107	600	15	1084
18 ING	1175	1387	67	300	230	619
21 ING	1175	1675	67	480	50	619
1 ING	1900	n.o.	n.o.	600	n.o.	542
6 ING	1050	1875	102	600	25	102
8 ING	2395	2191	82	1140	72	1317
28 ING	1225	1375	102	660	25	852
34 ING	950	1362	107	600	37	1084
36 ING	1050	1325	95	1020	50	1007
3440 IG	923	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
3439 IG	650	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
3441 IG	1197	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
11 K	1334	śl.	n.o.	*	n.o.	n.o.
14 K	923	320	n.o.	*	n.o.	n.o.
10 K	1231	0	n.o.	*	n.o.	n.o.
1 N	1867	1900	92	120	17	542
8 N	2470	1693	110	240	5	1162
30 N	2237	1715	91	60	13	697
34 N	1802	1863	85	60	18	1084

Skały oznaczone symbolami ING analizowano metodą absorpcji atomowej w Laboratorium Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego (1985).

Rocks with ING symbols were analysed by atomic absorption method in Laboratory of Institute of Geological Sciences of Wrocław University (1985).

Skały oznaczone symbolami N analizowano metodą rentgenowskiej analizy fluorescencyjnej w Laboratorium Mineralogisch-Petrologisches Institut Justus Liebig Universität w Giessen (RFN) (1985).

Rocks with N symbols were determined by X-ray fluorescence analysis (XRF) in Laboratory of Mineralogisch-Petrologisches Institute of Justus Liebig University in Giessen (BRD) (1985). Pozostałe analizy podano za Pendasem *et al.* (1959) i Kubiczem (1966).

Another results of analyses after Pendas *et al.* (1959) and Kubicz (1966).

Symbole: n.o. — nie oznaczono; \* — zawartość Ti oznaczono łącznie z Al; śl. — ślady.

Symbols: n.o. — not determined; \* — content of Ti was determined together with Al; śl. — traces.

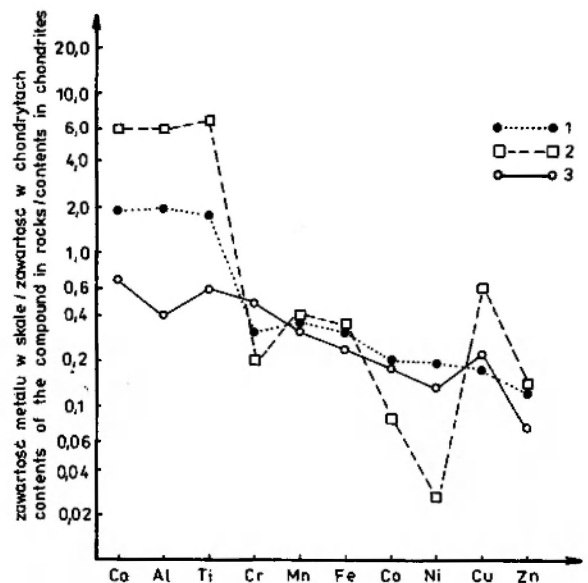
**Tabela 11.** Pierwiastki śladowe w skałach ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy (w ppm). Oznaczenia próbek takie same jak w tabeli 9

Trace elements in ultrabasic rocks of Braszowice-Brzeźnica Massif (in ppm). Sample symbols are the same as in Table 9

	Numery próbek (Sample numbers)							
	1 N	8 N	11 N	13 N	30 N	34 N	38 N	40 N
Ga	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sr	<5	<5	10	<6	<5	<5	<5	<5
Y	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Zr	13	12	11	12	11	12	12	11
Nb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Zn	29	43	41	41	34	34	52	41

Wszystkie próbki były analizowane metodą rentgenowskiej analizy fluorescencyjnej w Mineralogisch-Petrologisches Institut Justus-Liebig-Universität w Giessen (RFN) (1985).

All samples were determined by X-ray fluorescence analysis (XRF) in Mineralogisch-Petrologisches Institut Justus-Liebig University in Giessen (BRD) (1985).



**Fig. 12.** Zawartość pierwiastków grupy przejściowej układu okresowego w skałach ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy, płaszczowym perydotycie i oceanicznym bazalcie (znormalizowana w stosunku do składu chondrytów). 1 — krzywa składu płaszczowego perydotytu (wg Kaya *et al.* 1978); 2 — krzywa składu oceanicznego bazaltu (wg Kaya *et al.* 1978); 3 — krzywa średniego składu skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnica

Transition elements abundances of ultrabasic rocks from Braszowice-Brzeźnica massif, mantle peridotite and oceanic basalt (chondrite-normalized). 1 — composition curve of mantle peridotite after Kay *et al.* 1978; 2 — composition curve of oceanic basalt after Kay *et al.* 1978; 3 — average composition curve of ultrabasic rocks from Braszowice-Brzeźnica massif.

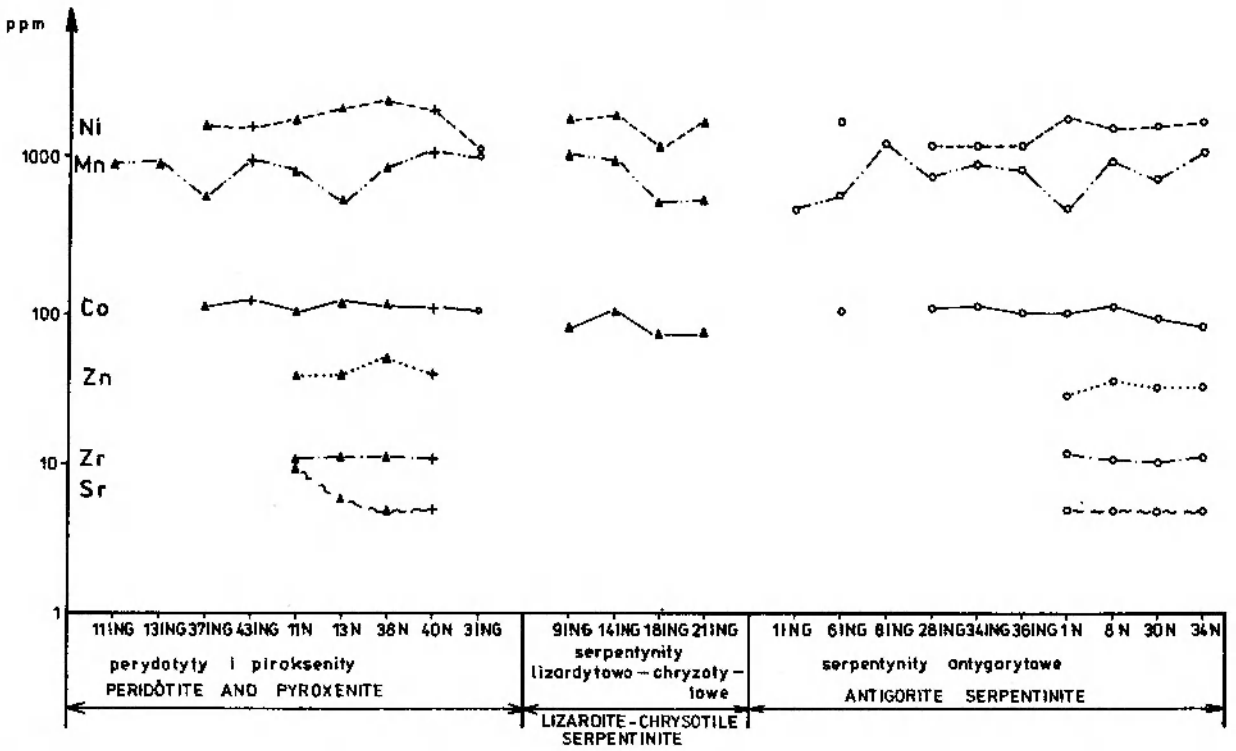


Fig. 10. Pierwiastki śladowe w skałach ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy. Oznaczenia identyczne jak na fig. 9 i w tab. 9

Trace elements in ultrabasic rocks of Braszowic-Brzeźnica massif (sample symbols are the same as in Fig. 9 and in Tab. 9)

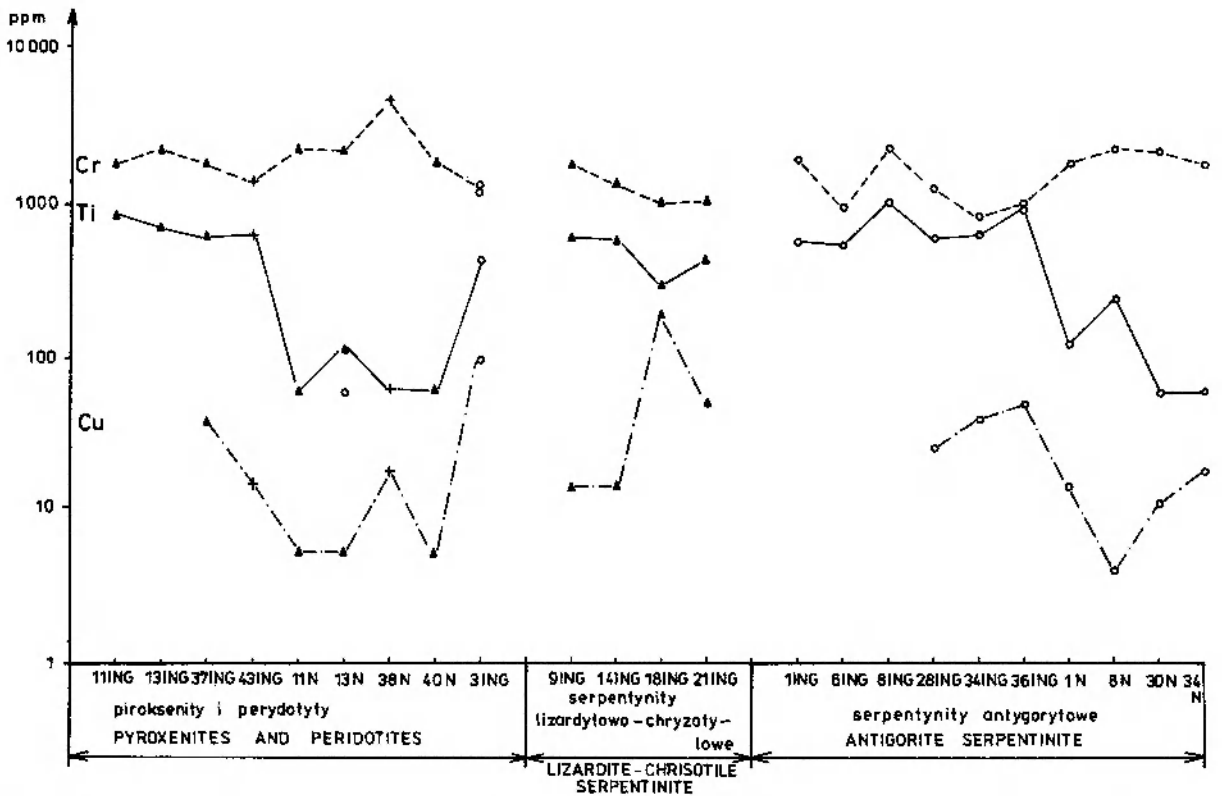
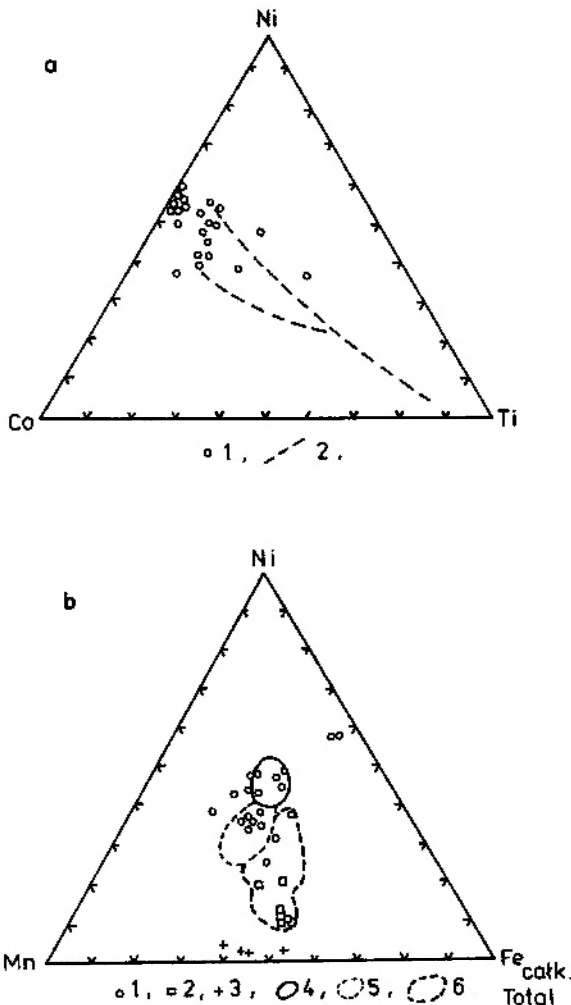


Fig. 11. Pierwiastki śladowe w skałach ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy. (Oznaczenia identyczne jak na fig. 9 i w tab. 9)

Trace elements in ultrabasic rocks of Braszowic-Brzeźnica massif. (Sample symbols are the same as in Fig. 9 and in Tab. 9)



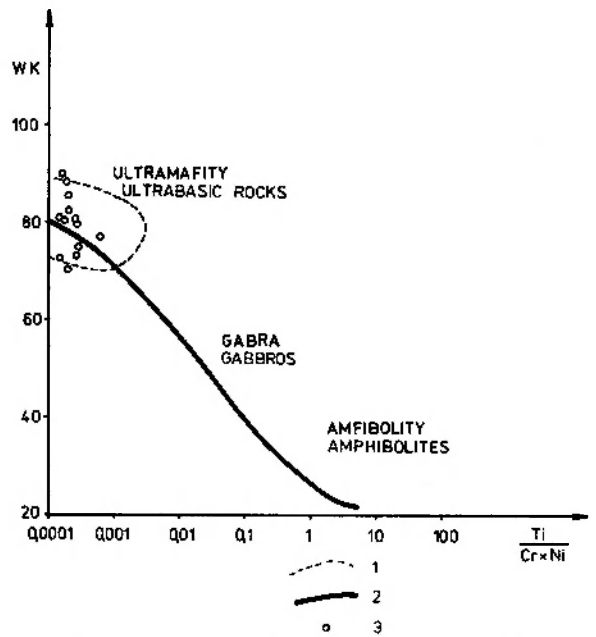


**Fig. 13.** Trójkątne diagramy klasyfikacyjne Ni-Co-Ti i Ni-Mn-Fe<sub>całk.</sub> (a) 1 - ultrabazyty z masywu Braszowic-Brzeźnicy; 2 - trend składu perydotytów z Finero (wg Coltortiego *et al.* 1984); (b) 1 - ultrabazyty z masywu Braszowic-Brzeźnicy; 2 - ultramaficzne kumulaty Sesia Valley; 3 - bazalty z wewnętrznych Ligurydów; 4 - obszar składu rezydualnych perydotytów Finero; 5 - obszar składu rezydualnych perydotytów Balmuccia i Baldissero; 6 - obszar składu kumulatowych perydotytów Finero

Triangular plots Ni-Co-Ti and Ni-Mn-Fe<sub>total</sub>. (a) 1 - ultrabasic rocks of Braszowic-Brzeźnica massif; 2 - composition trend of peridotites from Finero (after Coltorti *et al.* 1984); (b) 1 - ultrabasic rocks of Braszowic-Brzeźnica massif; 2 - ultramafic cumulates of Sesia Valley; 3 - basalts of Internal Ligurides; 4 - composition area of residual peridotites from Finero; 5 - composition area of residual peridotites of Balmuccia and Baldissero; 6 - composition area of cumulate peridotites of Finero

badanego masywu zawartości Al i Ca, chociaż nie wydaje się, aby ich zawartość w znaczący sposób korelowała się ze składem bazaltów śródoceanicznych.

Poznanie zakresu zmienności pierwiastków śladowych w skałach ultrazasadowych umożliwi w wielu przypadkach ich geochemiczną korelację



**Fig. 14.** Półlogarytmiczny diagram zależności pomiędzy współczynnikiem krzepnięcia Kuno (WK) a stosunkiem Ti:(Cr·Ni). 1 - obszar składu skał ultrazasadowych z letovickiej synformy wg Misařa (1985); 2 - dyferencyjny trend składu asocjacji ofiolitowych wg Misařa (1985); 3 - ultrabazyty z masywu Braszowic-Brzeźnica

Semilogarithmic plot of Kuno solidification index (WK) versus Ti:(Cr·Ni). 1 - composition area of ultrabasic rocks from Letovicka Synforma after Misař (1985); 2 - differentiation trend of composition of the ophiolite associations, after Misař (1985); 3 - ultrabasic rocks from Braszowic-Brzeźnica massif

z ultrabazytami innych obszarów. Próbę takiej korelacji przeprowadzono dla składu ultrabazytów Braszowic z perydotytami masywów Finero, Balmuccia i Baldissero we Włoszech oraz ze skałami lherzolitowymi letovickiej synformy, które zdaniem Misařa (1985) mogą reprezentować fragment strefy metaofiolitowej genetycznie związanej z ofiolitami obrzeżenia bloku sowiogórskiego.

Analizę zmienności chemizmu do celów korelacyjnych wykonano na trójkątach projekcyjnych o współrzędnych Co-Ni-Ti oraz Ni-Mn-Fe<sub>całk.</sub>, na które naniesiono znormalizowane w stosunku do składu płaszczki Ziemi (wg Cartera 1970) zawartości Co, Ni, Mn, Ti, Fe<sub>całk.</sub> z ultrabazytów Braszowic-Brzeźnicy. Jak wynika z trójkąta Co-Ni-Ti, punkty projekcyjne składu ultramafitów z Braszowic koncentrują się w początkowym odcinku trendu wyznaczonego przez Coltortiego i Sienę (1984) dla perydotytów Finero, co może świadczyć o ich wybitnie prymitywnym płaszczowym charakterze (fig. 13). Podobne wnioski nasuwają się po przedstawieniu zawartości pierwiastków przejściowych na trójkącie projekcyjnym Co-Mn-Fe<sub>całk.</sub>, gdzie większość punktów składu ultrabazytów Braszowic-Brzeźnicy mieści się

w polach wyznaczonych dla rezydualnych perydotytów masywów Finero, Balmuccia i Baldissero (Włochy) (fig. 13). Dla porównania na wykresie tym przedstawiono także punkty składu kumulatowych perydotytów z Sesia Valley oraz bazaltów z Wewnętrznych Ligurydów (Coltorti, Siena 1984).

Dla sprawdzenia stopnia korelacji składu chemicznego ultrabazytów z południowego obrzeże-

nia bloku sowiogórskiego i skał lherzolitowych le-tovickiej synformy wykorzystano wykres zależności pomiędzy współczynnikiem krzepliwości Kuno a stosunkiem  $Ti/(Cr \cdot Ni)$ . Na diagramie (fig. 14) pewna część punktów reprezentujących skład ultramafitów Braszowic wpada w pola wyznaczone przez Misařa (1985) dla skał ultrazasadowych Letovic, co może sugerować genetyczny związek tych ostatnich z dolnośląskimi ofiolitami.

## ANALIZA STOPNIA SERPENTYNIZACJI

Stopień serpentynizacji odzwierciedla regionalne zaawansowanie procesów niskotemperaturowego metamorfizmu ultrabazytów. Sztieinberg i Czaszczuchin (1977) stopniem serpentynizacji proponują nazywać wyrażony w procentach wagowych udział produktów serpentynizacji w odniesieniu do masy ich skały wyjściowej. Definicję tę wymienieni autorzy ustalili na podstawie wyników licznych badań zjawisk metamorfizmu uralskich skał ultrazasadowych. Poznanie stopnia serpentynizacji może prowadzić do określenia regionalnej zmienności procesów przeobrażeniowych oraz do wyznaczenia zasięgu zmian metamorficznych w ultrabazytach. Niejednokrotnie na podstawie tych badań można określić również źródło fluidów serpentynizujących.

W badaniach stopnia serpentynizacji wykorzystuje się związek pomiędzy zaawansowaniem serpentynizacji a zmianą gęstości ultrabazytów. Odmianny nieserpentynizowane tych skał wykazują gęstość zbliżoną do  $3,3 \text{ g/cm}^3$ , serpentynity natomiast mają gęstość w granicach  $2,5-2,7 \text{ g/cm}^3$  (Page 1967). Stopień serpentynizacji można określić także pośrednio poprzez analizę zawartości  $H_2O^+$  w serpentynitach oraz pomiar wielkości opływanych przez serpentyn reliktyw oliwinowych. Zależności pomiędzy tymi parametrami a stopniem serpentynizacji zostały przedstawione w postaci diagramów w pracy Sztieinberga i Czaszczuchina (1977).

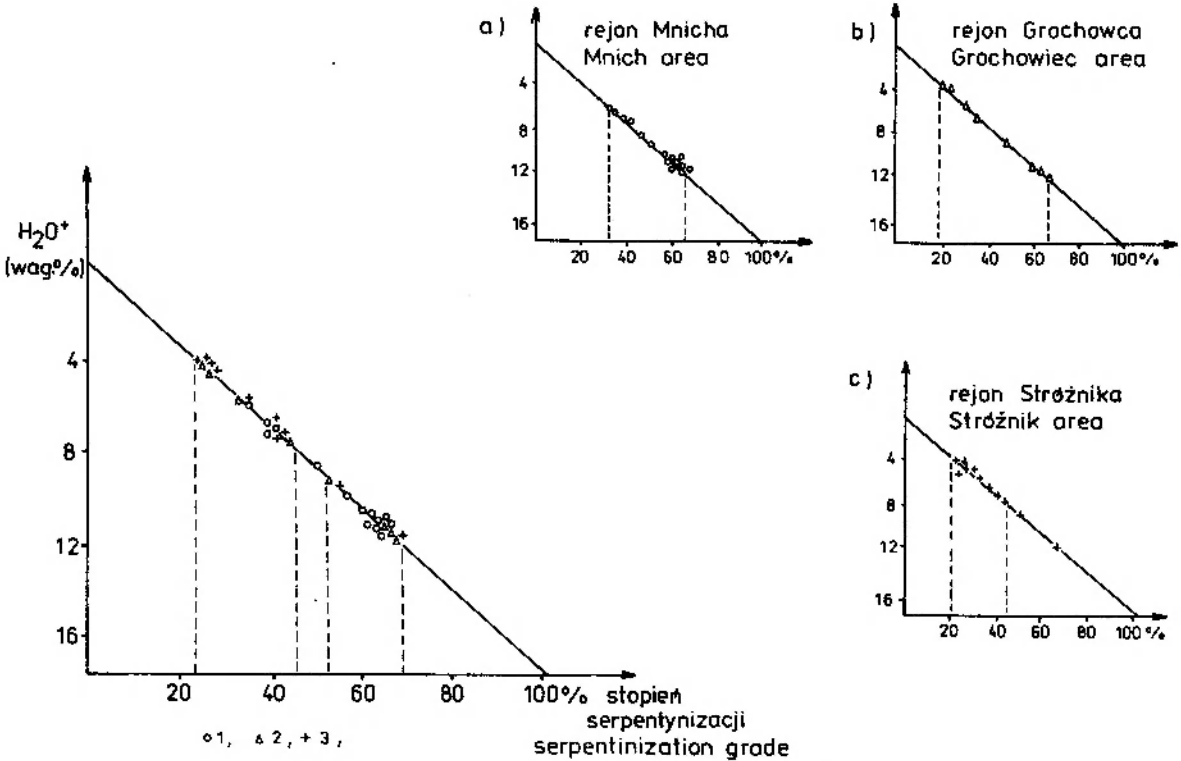
Wszystkie opisane wyżej metody zastosowano w badaniach stopnia serpentynizacji ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy. Nie dysponowano tu jednakże tak znaczną liczbą analiz chemicznych, jak w przypadku ultrabazytów uralskich. Oparto się jedynie na wynikach 32 analiz chemicznych, na oznaczeniach gęstości serpentynitów (120 pomiarów wykonanych metodą hydrostatyczną) oraz na pomiarach (79) wielkości reliktyw oliwinowych w płytkach cienkich badanych mikroskopowo przy użyciu okularu z podziałką. Dane uzys-

kane w wyniku badań pozwalają na sformułowanie pewnych wniosków odnośnie do regionalnego zasięgu zmian metamorficznych w ultrabazytach masywu Braszowic-Brzeźnicy.

Procentowa zawartość  $H_2O^+$  i  $CO_2$  w skałach ultrazasadowych tego masywu waha się w granicach  $3,51-13,32\%$  wag. (średnia  $8,22\%$ ), co na wykresie zestawionym przez Sztieinberga i Czaszczuchina (1977) dla skał uralskich odpowiada wartościom stopnia serpentynizacji  $20-75\%$  (fig. 15). Interesujące są również wyniki regionalnej analizy stopnia serpentynizacji. Jak można zaobserwować na wykresie (fig. 15), najwyższy stopień wtórnych przeobrażeń wykazują serpentynity z wzgórza Mnich, a najniższy perydotyty ze Stróżnika. Na omawianym diagramie punkty projekcyjne stopnia serpentynizacji ultrabazytów z sąsiedniego wzgórza Grochowiec charakteryzuje duży rozrzut, co może wskazywać na wieloetapową serpentynizację skał ultrazasadowych w tym rejonie.

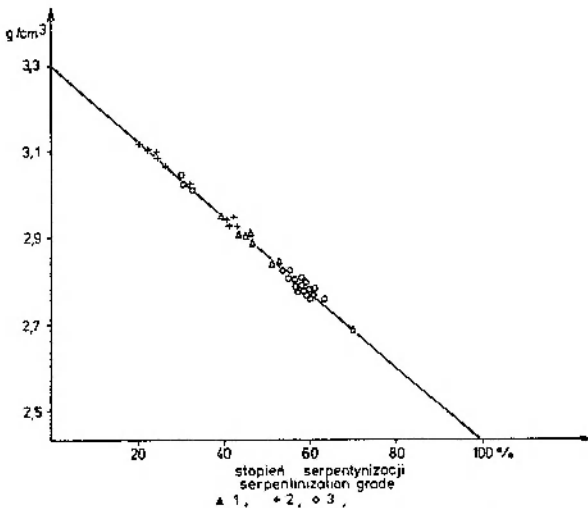
Oznaczenia gęstości skał serpentynitowych z wymienionych wzgórz masywu wykazują zbieżność wyników oznaczeń stopnia serpentynizacji z wartościami wyznaczonymi poprzednią metodą. Dla ultrabazytów z Mnicha zanotowano gęstości w granicach  $2,76-2,98 \text{ g/cm}^3$ , dla perydotytów Stróżnika otrzymano wartości  $2,91-3,12 \text{ g/cm}^3$ , a dla skał ultrazasadowych z Grochowca  $2,68-2,94 \text{ g/cm}^3$ . Wyniki wszystkich tych oznaczeń przedstawiono na wykresie (fig. 16), z którego można odczytać, że wartości stopnia serpentynizacji mierzone tą metodą mieszczą się w interwale  $20-70\%$ .

Jako metodę pomocniczą w badaniu stopnia metamorfizmu ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy wykorzystano pomiary wielkości opływanych przez serpentyn reliktyw oliwinowych. Zgodnie z wynikami badań Sztieinberga i Czaszczuchina (1977), rozmiary reliktyw oliwinowych w serpentynitach są zależne od zaawansowania procesu serpentynizacji. Sposób ten możliwy



**Fig. 15.** Diagram zmienności stopnia serpentynizacji ultrabazytów w oparciu o zawartość  $H_2O^+$  w ultrabazytach. Prosta serpentynizacji wg danych Sztieinberga *et al.* (1977). 1 – serpentynity ze wzgórza Mnich; 2 – serpentynity ze wzgórza Grochowiec; 3 – ultrabazyty ze wzgórza Stróżnik

Diagram of  $H_2O^+$  contents in ultrabasic rocks versus serpentinization index. Serpentinization line after Sztieinberg *et al.* (1977) data. 1 – serpentinites from Mnich hill; 2 – serpentinites from Grochowiec hill; 3 – ultrabasic rocks from Stróżnik hill



**Fig. 16.** Diagram zależności stopnia serpentynizacji od gęstości skal ultrazasadowych. Prosta dla serpentynitów z Urалу podana za Sztieinbergiem *et al.* (1977). 1 – serpentynity ze wzgórza Grochowiec; 2 – ultrabazyty ze wzgórza Stróżnik; 3 – serpentynity ze wzgórza Mnich

Diagram of the specific gravity of ultrabasic rocks versus serpentinization index. Serpentinization line for Ural's serpentinites after Sztieinberg *et al.* (1977). 1 – serpentinites from Grochowiec hill; 2 – ultrabasic rock from Stróżnik hill; 3 – serpentinites from Mnich hill

był do zastosowania jedynie w badaniu serpentynitów wzgórza Mnich, gdyż w skałach z Grochowca nie stwierdzono wyraźnych reliktyw oliwinowych, natomiast perydotyty ze Stróżnika są porozcinane żyłkami serpentynowymi, co utrudnia rozróżnienie oliwinów reliktywnych.

Wielkość reliktyw oliwinowych w serpentynitach z wzgórza Mnich waha się od 0,6 do 1,8 mm, przy czym znakomita większość mierzonych osobników oliwinowych mieści się w przedziale 0,8–1,0 mm, co odpowiada na krzywej sporządzonej dla uralskich dunitów stopniowi serpentynizacji 40–70% (fig. 17). W świetle przeprowadzonych badań można stwierdzić, że procesy serpentynizacji na obszarze masywu Braszowic-Brzeźnicy były nierównomierne. Przemawia za tym znaczne zróżnicowanie stopnia serpentynizacji w poszczególnych obszarach tego masywu. Można zauważyć, że skały ultrazasadowe z rejonu wzgórza Mnich (środkowa i zachodnia część masywu) wykazują wyższy stopień serpentynizacji w porównaniu ze wschodnią częścią masywu (wzgórza: Grochowiec i Stróżnik). Zastanawiające jest również zróżnicowanie stopnia serpentynizacji ultra-

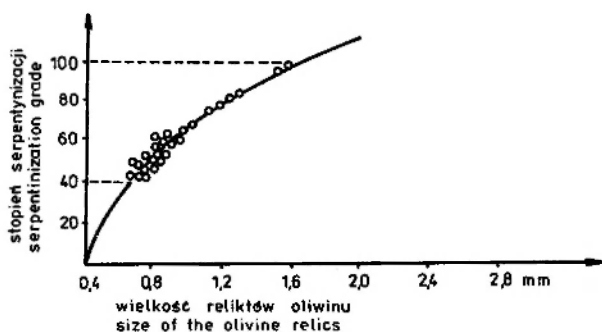


Fig. 17. Diagram zależności pomiędzy wielkością reliktyw oliwinu a stopniem serpentynizacji skał ultrazasadowych ze wzgórza Mnich. Krzywa zależności pomiędzy wielkością uralskich reliktyw oliwinu a stopniem serpentynizacji wg danych Sztieinberga *et al.* (1977)

Diagram showing the relationship between the size of olivine relics and the serpentinization index for serpentinites from the Mnich hill. Curve for Uralian olivine grains after Sztieinberg *et al.* (1977)

bazytów z Grochowca, gdzie w płytkach cienkich wykonanych z tych skał nie stwierdzono wyraźnych reliktyw oliwinowych. Być może proces serpentynizacji skał z Grochowca miał charakter wieloetapowy, a lokalne oddziaływanie roztworów hydrotermalnych z sąsiadującymi z ultrabazytami granitoidów spowodowało przeobrażenie serpentynitów antygorytowych w lizardytowo-chryzotylowe. Udowodnienie tej hipotezy wymaga jednak przeprowadzenia dodatkowych badań.

Osobnym zagadnieniem w procesie serpentynizacji ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy jest stopień mobilności niektórych pierwiastków podczas niskotemperaturowego metamorfizmu ultrabazytów. Względnie stały stosunek  $MgO/(MgO+FeO)$ , który w perydotytach wynosi 0,83–0,87, a w serpentynitach 0,81–0,93, sugeruje izochemiczny charakter procesów serpentynizacji. Ocena izochemiczności tych procesów na podstawie zmienności stosunku  $MgO/(MgO+FeO)$  została między innymi zastosowana przez Ghosego i Singha (1982) dla wyjaśnienia charakteru migracji substancji podczas serpentynizacji ultrabazytów ze wschodniego Pakistanu. Izochemiczność serpentynizacji ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy może potwierdzać również mało zmienna w nich zawartość Ca, względnie natomiast podwyższenie ilości tego pierwiastka w piroksenitach w porównaniu z perydotytami związane jest przypuszczalnie z obecnością w skałach piroksenowych znacznych ilości diopsydu bogatego w Ca-molekułę Tschermaka.

Na podstawie przeprowadzonych badań można wykazać, że serpentynizacja ultrabazytów omawianego masywu zachodziła w warunkach pewne-

go zwiększenia objętości przeobrażonych skał, co zdaje się przeczyć sugestii Niśkiewicza (1970) co do charakteru serpentynizacji ultrabazytów wokół bloku sowiogórskiego. Podobnie dyskusyjna jest hipoteza Kubicza (1966) o proporcjonalnym zmniejszaniu się zawartości  $MgO$  podczas serpentynizacji kosztem doprowadzania  $SiO_2$ . Na podstawie wyników badań petrograficznych i chemicznych można stwierdzić, że serpentynizacji skał ultrazasadowych Braszowic towarzyszyło jedynie niewielkie wahanie zawartości  $MgO$  i  $SiO_2$ , a większy stopień mobilności wykazywało żelazo w związku z przejściem dużej ilości tego pierwiastka do postaci trójwartościowej. Zjawisko to wyraźnie uwidacznia się w wyższej zawartości normatywnego magnetytu w składzie mineralnym odmian o zaawansowanej serpentynizacji (tab. 9). Wydaje się, że doprowadzenie znacznych ilości  $SiO_2$  do serpentynizowanych ultrabazytów masywu, połączone z odprowadzeniem  $MgO$ , należy odnosić raczej do późniejszego etapu (hydrotermalnego lub wietrzeniowego) ewolucji petrologicznej tych skał związanego z powstaniem żył magnezytowych.

Interesujące są wyniki spektralnej analizy zawartości boru w serpentynitach z Braszowic-Brzeźnicy (11 oznaczeń). Większe ilości boru stwierdzono jedynie w kilku próbkach serpentynitów lizardytowo-chryzotylowych z Grochowca; jego zawartość waha się tu od 10 do 30 ppm. W serpentynitach antygorytowych i perydotytach zawartość tego pierwiastka nie przekracza 10 ppm. Niska zawartość boru w badanych skałach zdaje się wykluczać możliwość ich podmorskiej serpentynizacji, gdyż według Thompsona i Melsona (1970) zawartość tego pierwiastka w zserpentynizowanych perydotytach z den oceanicznych wynosi 70–100 ppm. Pewne wzbogacenie w bor serpentynitów lizardytowo-chryzotylowych z Grochowca należy zatem przypisać raczej hydrotermalnemu oddziaływaniu granitoidów niemczańskich, niż odnosić je do zjawisk podmorskiego metamorfizmu hydrotermalnego.

Badania nad serpentynizacją ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy wykazują, że znakomita większość pierwotnych skał ultrazasadowych masywu została przeobrażona w serpentynity antygorytowe. Znaczny stopień serpentynizacji wykazują zwłaszcza ultrabazyty ze środkowej i zachodniej części masywu, a w części wschodniej dominują słabo zserpentynizowane, otalkowane perydotyty z soczewkami serpentynitów lizardytowo-chryzotylowych (Grochowiec).

Przeprowadzone badania chemizmu skał wykazują, że serpentynizacja ultrabazytów z wymie-

nionego masywu miała przypuszczalnie charakter izochemiczny, o czym mogą świadczyć: homogeniczność składu chemicznego odmian o różnym stopniu serpentynizacji oraz względnie stały stosunek  $MgO/(MgO+FeO)$  w omawianych skałach. Nie zaobserwowano natomiast związku pomiędzy stopniem serpentynizacji a występowaniem skał gabroidowych czy aplitów, co wyklucza możliwość serpentynizacji ultrabazytów w procesie metamorfizmu kontaktowego. Niska zawartość boru oznaczona w serpentynitach z badanego masywu, jak się zdaje, nie potwierdza możliwości podmorskiej serpentynizacji ultrabazytów, a znaczy zasięg terytorial-

ny oraz brak gradacyjnego zaawansowania procesów serpentynizacji wskazują na charakter przeobrażeń typu metamorfizmu regionalnego.

Występowanie miedzi rodzimej w rodingitach ze wzgórza Mnich (Gunia 1986b), a także opisywany przez Bolewskiego (1982, s. 85) heazlewoodyt  $Ni_2S_3$  z serpentynitów okolic Grochowca mogą sugerować, że serpentynizacja ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy miała miejsce w środowisku skrajnie redukcyjnym. Leach i Rodgers (1978) wykazali, że miedź rodzima w rodingitach może tworzyć się jedynie w warunkach ekstremalnie niskiej lotności tlenu.

### ZNACZENIE SKŁADU CHEMICZNEGO NIEKTÓRYCH MINERAŁÓW DLA OKREŚLENIA TEMPERATUR KRYSZTAŁIZACJI SKAŁ ULTRAZASADOWYCH Z MASYWU BRASZOWIC-BRZEŹNICY

Skład chemiczny piroksenów, oliwinów i spineli chromowych z ultrabazytów jest często wykorzystywany do oznaczania temperatury krystalizacji magm ultrazasadowych lub określenia warunków  $p$  i  $t$  ich subsolidusowej rekrystalizacji. Używane do tego celu geotermometry oparte są na założeniu istnienia równowagi termodynamicznej pomiędzy współwystępującymi fazami mineralnymi. Do obliczeń temperatur równowag fazowych w skałach ultrazasadowych często wykorzystywane są pary oliwin i spinel, ortopiroksen i granat oraz inne.

W badanych ultrabazytach masywu Braszowic-Brzeźnicy nie udało się stwierdzić ani metodami rentgenowskimi, ani optycznymi obecności piroksenów rombów, których chemizm jest często używany do obliczeń geotermometrycznych, dlatego autor ograniczył się do wykorzystania w badanych skałach klinopiroksenów, oliwinów i spineli dla dokonania pewnych spostrzeżeń odnośnie do warunków równowagi termodynamicznej w perydotytach czy klinopiroksenitach.

Przybliżony skład chemiczny oliwinów z perydotytów masywu oznaczono metodą rentgenowską korzystając ze wzoru Yodera i Sahamy (1957). Wyniki oznaczeń przedstawiają tabele 12 i 13. Z tabel tych wynika, że wartości  $d_{130}$  oliwinów z perydotytów charakteryzują się niewielką zmiennością i wynoszą od 0,2769 do 0,2784 nm, co odpowiada zawartości cząsteczki forsterytowej od 92,96 do 95,46% mol. (średnia 94,02%).

Chemizm spineli chromowych z perydotytów masywu oznaczono również metodą rentgenowską z zastosowaniem diagramów zamieszczonych

**Tabela 12.** Wyniki rentgenowskiej analizy dyfraktometrycznej oliwinu wydzielonego z perydotytów (północne zbocze wzgórza Grochowiec)

Results of X-ray diffraction analysis of olivine separated from peridotites (N slope of Grochowiec hill)

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (nm)
(020)	50	0,5140
(021)	70	0,3900
(101)	22	0,3746
(111)	30	0,3506
(121)	20	0,3007
(130)	80	0,2775
(112)	100	0,2465
(041)	20	0,2356
(122)	60	0,2276
(140)	70	0,2256
(211)	15	0,2171
(132)	5	0,2038
(150)	5	0,1880

w pracy Allena (1966). Wymieniony autor wykorzystał do oznaczenia składu spineli chromowo-magnezowych zależności między parametrem  $a_0$  komórki elementarnej spinelu a stosunkiem intensywności jego refleksów (111) do (311) oraz (220) do (311). Jak wynika z tabel 14 i 15, oznaczony metodą rentgenostrukturalną skład spineli chromowych niewiele odbiega od składu chemicznego spinelu chromowego z ultrabazytów z okolic Grochowca analizowanego przez Traubego (1888). Spinele chromowe z masywu Braszowic-Brzeźnicy na trójkącie klasyfikacyjnym chromitów (Stevens 1944) znalazły się w polu spineli chromowych w pobliżu obszaru chromitów glinowych (fig. 18).

**Tabela 13.** Zawartość cząsteczki forsterytowej w oliwinach ze skał ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy (obliczona ze wzoru Yodera, Sahamy (1954) na podstawie wartości  $d_{130}$  oliwinu)

Forsterite molecule contents in olivines of ultrabasic rocks from Braszowic-Brzeźnica Massif (calculated by means of Sahama-Yoder equation based on  $d_{130}$  value of the olivine)

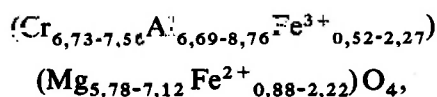
Numer próbki (number of sample)	$d_{130}$	% mo.Fo
11 F	2,7697	94,21 ± 0,04
8	2,7706	92,96 ± 0,04
13 A	2,7697	94,21 ± 0,04
26	2,7706	92,96 ± 0,04
34	2,7697	94,21 ± 0,04
26	2,7697	94,21 ± 0,04
12	2,7840	95,46 ± 0,04
13	2,7697	94,21 ± 0,04
14	2,7697	94,21 ± 0,04
6 PX	2,7704	93,30 ± 0,04
26/2	2,7699	93,94 ± 0,04
34	2,7697	94,34 ± 0,04

**Tabela 14.** Wyniki rentgenowskiej analizy dyfraktometrycznej spineli chromowego wydzielonego z serpentynitów antygorytowych (południowe zbocze wzgórza Mnich)

Results of X-ray diffraction analysis of chromian spinel separated from the antigorite serpentinite (S slope of the Mnich hill)

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (nm)
(111)	37	0,4744
(220)	35	0,2912
(311)	100	0,2484
(400)	65	0,2060
(422)	10	0,1683
(115)	32	0,1587
(440)	85	0,1455

Wzór chemiczny badanych spineli chromowych można określić następującą formułą:



a stosunek w nich  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$  wynosi 0,42–0,47. Punkty projekcyjne składu spineli z masywu Braszowic-Brzeźnicy przedstawiono także na diagramie Dicka i Bullena (1984) razem z punktami składu chemicznego spineli z najniższego członu asocjacji ofiolitowej (metamorficznych perydotytów) oraz z nadległych ultramaficznych kumulatów. Jak można zauważyć na figurze 18b, punkty projekcyjne składu spineli chromowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy znalazły się wśród punktów składu spineli z metamorficznych perydotytów.

Skład chemiczny piroksenów jednoskośnych z klinopiroksenitów masywu Braszowic-Brzeźnicy oznaczono metodą rentgenostrukturalną wykorzystując stwierdzoną przez Zwaana (1954) zależność pomiędzy różnicami:  $d_{220} - d_{221}$ ,  $d_{211} - d_{310}$ ,  $d_{131} - d_{221}$ , a procentową zawartością cząsteczki diopsydowej w klinopiroksenach. Badania optyczne wykazały, że pirokseny jednoskośne z piroksenitów masywu Braszowic-Brzeźnicy mają skład zbliżony do augitu diopsydowego, a nawet diopsydu. Zawartość diopsydu w badanych piroksenach podano jako średnią arytmetyczną zawartości obliczonych z różnic:  $d_{220} - d_{221}$ ,  $d_{211} - d_{310}$ ,  $d_{131} - d_{221}$ . Dane zawartości cząsteczki diopsydowej w klinopiroksenach z masywu Braszowic-Brzeźnicy przedstawiono w tabeli 16.

Należy w tym miejscu jednak zauważyć, że obliczone składy chemiczne klinopiroksenów mogą mieć jedynie charakter orientacyjny, gdyż wyliczenia te obarczone są pewnym błędem wynikającym z nieuwzględnienia takich składników, jak glin, sód, tytan i chrom. Na pewien dodatkowy błąd ma również wpływ zamaskowanie przez koincydencję niektórych ważnych diagnostycznie pików diopsydowych, co spowodowało, że

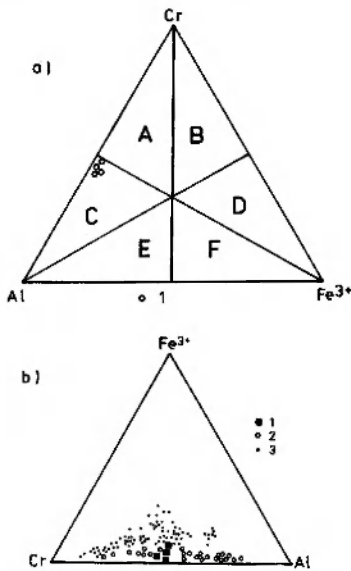
**Tabela 15.** Skład chemiczny spineli chromowych ze skał ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy (obliczony na podstawie wyników proszkowej analizy rentgenowskiej)

Chemical composition of chromian spinels in ultrabasic rocks of Braszowic-Brzeźnica Massif (calculated on the basis of results of X-ray powder diagrams)

	Numer próbki (sample number)		
	6 SP	1 SP	8 SP
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	38,17	38,24	41,40
$\text{Al}_2\text{O}_3$	32,60	32,46	26,87
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,01	4,52	6,42
FeO	5,90	4,49	5,34
MgO	20,32	20,26	19,97

Liczba kationów na podstawie 8 tlenów  
Number of cations on the basis of 8 oxygens

Cr	6,81	6,73	7,56
Al	8,67	8,51	7,32
$\text{Fe}^{3+}$	0,52	0,76	1,12
Mg	6,88	7,12	6,96
$\text{Fe}^{2+}$	1,12	0,88	1,04
$\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$	0,4256	0,4206	0,4725
$\text{Al}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$	0,5418	0,5318	0,4575
$\text{Fe}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$	0,032	0,047	0,070
$\ln K_D (f_{\text{O}_2})$	1,42	1,27	1,34
$a_0$ (Å)	8,2274	8,2344	8,25106
$I(111)/I(311)$	0,27	0,55	0,35
$I(220)/I(311)$	0,36	0,63	0,55



**Fig. 18.** (a) Skład chemiczny spineli chromowych z ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy przedstawiony na trójkątnym diagramie klasyfikacyjnym chromitów wg Stevensa (1944); (b) spinele chromowe z masywu Braszowic-Brzeźnicy w porównaniu ze spinelami z ultramaficznych kumulatów i metamorficznych perydotytów asocjacji ofiolitowych wg Dicka i Bullena (1984). A – chromit glinowy; B – chromit żelazowy; C – spinel chromowy; D – magnetyt chromowy; E – spinel żelazowy; F – magnetyt; 1 – spinele chromowe z ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy; 2 – spinele chromowe z metamorficznych perydotytów asocjacji ofiolitowych; 3 – spinele chromowe z ultramaficznych kumulatów asocjacji ofiolitowych

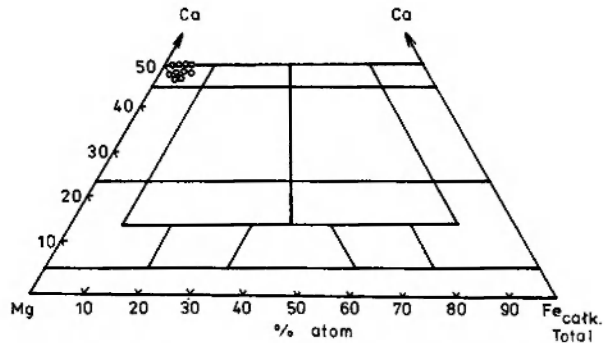
(a) Chemical composition of chromian spinels from ultrabasic rocks of Braszowice-Brzeźnica plotted on triangular chromite diagram after Stevens (1944); (b) chromian spinels in ultrabasic rocks of Braszowice-Brzeźnica massif plotted on triangular Cr–Fe<sup>3+</sup>–Al diagram with dots or circles representing composition of the spinels from metamorphic peridotites and ultramafic cumulates after Dick and Bullen (1984). A – aluminium chromite; B – ferrian chromite; C – chromian spinel; D – chromian magnetite; E – ferrian spinel; F – magnetite; 1 – chromian spinels from Braszowice-Brzeźnica massif; 2 – chromian spinels from metamorphic peridotites of ophiolite associations; 3 – chromian spinels from ultramafic cumulates of ophiolite associations

nie na wszystkich rentgenogramach udało się odczytać różnicę refleksów:  $d_{211} - d_{310}$  i  $d_{131} - d_{221}$ .

Ogólnie można uznać, że badane klinopirokseny z masywu Braszowic-Brzeźnicy swoim składem chemicznym odpowiadają diopsydowi o wzorze chemicznym Ca<sub>0,93–1,00</sub> Mg<sub>0,78–0,94</sub> Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. Klinopiroksen ten wykazuje przewagę wapnia magnezem, co odzwierciedla stosunek Ca/(Ca + Mg) równy 0,5052–0,562. Niewielka i zróżnicowana jest w diopsydach zawartość Fe, stosunek Fe/(Fe + Mg) wynosi tu 0,02–0,18. Skład piroksenów z piroksenitów masywu Braszowic-Brzeźnicy przedstawiono także graficznie na wykresie Ca –

Fe–Mg (wg Poldervaarta i Hessa 1951 *vide* Deer *et al.* 1966) (fig. 19).

Do oszacowania temperatur krystalizacji pierwotnych perydotytów z masywu Braszowic-Brzeź-



**Fig. 19.** Skład klinopiroksenów ze skał ultrabazowych masywu Braszowic-Brzeźnica (oznaczony metodą rentgenostrukturalną)

Composition of clinopyroxene in ultrabasic rocks of Braszowice-Brzeźnica Massif (calculated on the basis of X-ray powder diagrams)

nicy zastosowano geotermometr oliwinowo-spinelowy. Zależność pomiędzy temperaturą krystalizacji perydotytu a składem chemicznym spineli i towarzyszącym im oliwinom została stwierdzona po raz pierwszy przez Irvine'a (1965), który stworzył teoretyczne podstawy do zastosowania w praktyce geotermometru oliwinowo-spinelowego. Określenie temperatur równowagi fazowej pary oliwin-spinel opiera się na reakcji wymiany izomorficznych kationów Mg i Fe<sup>2+</sup> między współwystępującymi spinelem chromowym i oliwinem. Stała równowagi reakcji wymiany jest funkcją temperatury (Jackson 1969).

W badaniach asocjacji ofiolitowych geotermometr ol-sp jest często używany do rekonstrukcji temperatur krystalizacji metamorficznych perydotytów czy ultramaficznych kumulatów (m.in. Sinton 1977; Ozawa 1983; Jacques 1981). Za pomocą geotermometru ol-sp określono także temperatury tworzenia się rud chromitowych (Gehlen 1983), jak również ustalono warunki równowagi fazowej perydotytowych ksenolitów w bazaltach (Brown *et al.* 1980).

W niniejszej pracy podjęto próbę zastosowania geotermometru oliwinowo-spinelowego do wyjaśnienia problemu petrogenyzy ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnica. Do obliczeń geotermometrycznych wykorzystano określony na podstawie analiz dyfraktometrycznych skład spineli chromowych, a skład oliwinu przyjęto jako średnią (Fo<sub>94,02</sub>) zawar-

**Tabela 16.** Zawartość cząsteczki diopsydowej w klinopiroksenach ze skał ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy obliczona na podstawie rentgenowskich diagramów proszkowych

Diopside molecule contents in clinopyroxenes of ultrabasic rocks from Braszowice-Brzeźnica Massif calculated on the basis of results of X-ray powder diagrams

Nr próbki sample no.	$d_{220}-d_{221}$	$d_i$ (%)	$d_{211}-d_{310}$	$d_i$ (%)	$d_{131}-d_{221}$	$d_i$ (%)	$d_i$ (%) średnia (mean)
38/2	0,2520	95,75	0,034	87,18	0,045	90,00	90,97
1R/2	0,2444	98,40	—	—	0,042	84,00	91,20
1R/3	0,2445	98,23	—	—	0,043	86,00	92,12
1R/4	0,2450	97,92	0,034	87,18	0,045	90,00	91,70
3GA	0,2502	95,85	—	—	—	—	95,85
1/R	0,2470	98,18	0,029	74,35	0,035	70,00	80,84
2G <sub>1</sub>	0,2526	94,75	—	—	0,041	82,00	88,37
2G <sub>2</sub>	0,2459	97,55	—	—	—	—	97,55
1G	0,2624	90,65	—	—	0,043	86,00	88,32
3G	0,2467	97,31	0,035	87,18	0,046	92,00	92,16
34px	0,2609	91,30	—	—	—	—	91,30
6px	0,2475	96,98	—	—	—	—	96,98
1S	0,2455	97,98	—	—	—	94,00	95,89

**Tabela 17.** Skład chemiczny klinopiroksenów z piroksenitów masywu Braszowic-Brzeźnicy (obliczony na podstawie wyników proszkowej analizy rentgenowskiej)

Chemical composition of clinopyroxenes from clinopyroxenite rocks of Braszowice-Brzeźnica Massif (based on results of X-ray powder diagrams)

	Numery próbek (sample numbers)									
	38/2	1R/2	1R/3	1R/4	3GA	1/R	2G <sub>1</sub>	2G <sub>2</sub>	1G	3G
SiO <sub>2</sub>	54,91	54,91	54,98	54,95	55,26	54,18	54,71	55,37	54,71	54,93
FeO*	2,62	2,55	2,55	2,29	2,20	5,57	3,37	0,71	3,38	2,52
MgO	16,84	16,88	17,05	16,98	17,75	14,96	16,36	18,06	16,35	16,90
CaO	26,20	25,63	25,58	23,64	25,79	25,28	25,54	25,84	24,73	25,64
Suma (total)	100,57	99,97	99,90	97,98	100,00	99,99	99,98	99,98	99,17	99,99

Liczba kationów na podstawie 6 tlenów  
Number of cations on the basis of 6 oxygens

Si	1,99	2,00	2,00	2,02	2,00	2,00	2,00	1,94	2,01	2,00
Fe*	0,08	0,07	0,07	0,07	0,04	0,17	0,10	0,02	0,10	0,08
Mg	0,92	0,92	0,93	0,94	0,94	0,78	0,90	0,95	0,90	0,92
Ca	1,02	1,00	1,00	0,93	1,00	1,00	1,00	0,97	0,97	1,00
Mg	45,54	46,23	46,50	48,45	48,00	40,00	45,00	48,90	45,68	46,00
Fe*	3,97	3,52	3,50	3,62	2,00	8,72	5,00	1,10	5,08	4,00
Ca	50,49	50,25	50,00	47,93	50,00	51,28	50,00	50,00	49,24	50,00
Fe*/(Mg + Fe*)	0,08	0,07	0,07	0,07	0,04	0,18	0,10	0,02	0,10	0,08
Ca/(Ca + Mg)	0,5257	0,5207	0,5181	0,4973	0,5102	0,5617	0,5263	0,5052	0,5187	0,5208

tości cząsteczki forsterytowej wyliczonej metodą rentgenowską ze wzoru Yodera i Sahamy (1957). Skład chemiczny i niektóre dane rentgenowskie spineli chromowych, oliwinów i klinopiroksenów z masywu Braszowic-Brzeźnicy przedstawiono w tabelach (tab. 13, 15, 17, 18). Temperatury

równowagi pary oliwin-spinel chromowy dla ultrabazytów masywu Braszowic-Brzeźnicy obliczono na podstawie wzorów podanych przez Fabriesa (1979) i Roedera *et al.* (1979), a wyniki tych obliczeń zestawiono w tabeli 19. Jak wynika z cytowanej tabeli, temperatury równowagi fazowej



**Tabela 18.** Skład chemiczny klinopiroksenów z serpentynitów masywu Braszowic-Brzeźnicy (obliczony na podstawie wyników proszkowej analizy rentgenowskiej)

Chemical composition of clinopyroxenes in serpentinites of Braszowice-Brzeźnica Massif (based on results of X-ray powder diagrams)

	Numer próbki (sample number)		
	34 px	6 px	1S
SiO <sub>2</sub>	54,93	55,34	55,26
FeO	2,52	0,88	1,18
MgO	16,90	17,96	17,76
CaO	25,64	25,82	25,79
Suma total	100,0	100,00	100,00

Liczba kationów na podstawie 6 tlenów  
Number of cations on the basis of 6 oxygens

Si	2,00	2,00	2,00
Fe	0,08	0,03	0,04
Mg	0,92	0,97	0,96
Ca	1,00	1,00	1,00
Mg	46,00	48,50	48,00
Fe	4,00	1,50	2,00
Ca	50,00	50,00	50,00
Fe/(Fe+Mg)	0,08	0,03	0,04
Ca/(Ca+Mg)	0,5208	0,5076	0,5102

**Tabela 19.** Temperatury równowagi pary oliwin-spinel chromowy w skałach ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy (°C)

Equilibration temperatures of olivine-chromian spinel pair in ultrabasic rocks of Braszowice-Brzeźnica Massif (in °C)

Obliczono metodą (calculated by methods)	Numery próbek (sample numbers)		
	6 SP	1 SP	8 SP
Fabriosa (1979)	921	1020	1071
Roedera <i>et al.</i> (1979)	946	1078	1107

pary oliwin-spinel w perydotytach badanego masywu wyliczone metodą Fabriosa wynoszą 921–1071°C, a obliczone metodą Roedera *et al.* (1979) wynoszą 946–1107°C.

Dla sprawdzenia teoretycznie wyznaczonych temperatur układu ol-sp w ultrabazytach masywu Braszowic-Brzeźnicy wykorzystano także związki empiryczne pomiędzy składem chemicznym roz-

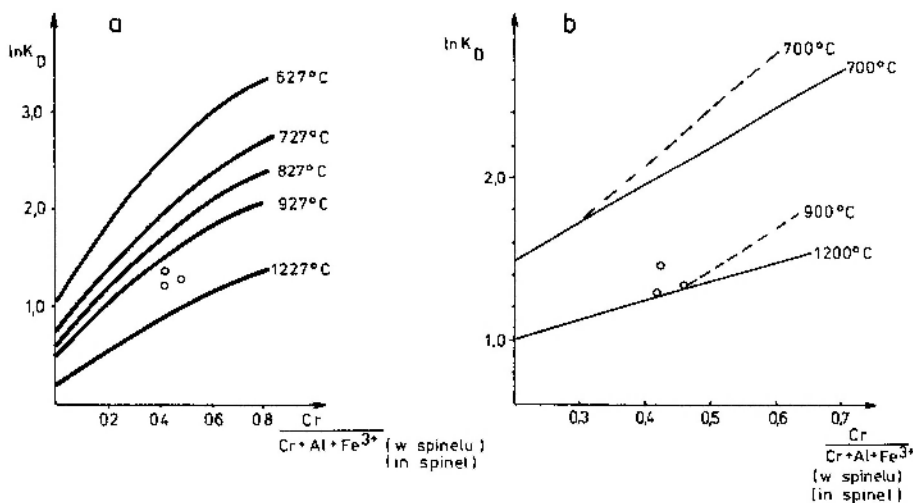
tworu stałego ol-sp a parametrami  $p, t$  układu wyznaczone na podstawie prac eksperymentalnych (Evans, Frost 1975; Henry, Medaris 1980; Engi 1980 *fide* Henry, Medaris 1980). Na wykresach zależności  $\ln K_D$  od  $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$  z zaznaczonymi izotermami według Evansa i Frosta (1975) i Henry'ego i Medarisa (1980) punkty projekcyjne minerałów ze skał masywu Braszowic-Brzeźnicy w większości koncentrują się w pobliżu izoterm o wartościach 1200 i 900°C (fig. 20). W podobny sposób układają się punkty projekcyjne na wykresie Engiego (1980 *fide* Henry, Medaris 1980), gdzie większość punktów znalazła się pomiędzy izotermami o wartościach 927 i 1227°C (fig. 20).

W przypadku oznaczeń temperatur krystalizacji klinopiroksenów z masywu Braszowic-Brzeźnicy niewielki błąd wynika z rentgenostrukturalnego oznaczenia składu chemicznego klinopiroksenów. Dlatego też zamieszczone poniżej wyniki obliczeń temperatur krystalizacji klinopiroksenów z piroksenitów badanego masywu mają jedynie znaczenie sygnałne i wymagają potwierdzenia przy zastosowaniu innych metod analizy składu chemicznego piroksenów.

Do określenia temperatur krystalizacji piroksenów jednoskośnych z piroksenitów masywu Braszowic-Brzeźnicy wykorzystano stwierdzoną przez Davisa i Boyda (1966) zależność między zmiennością stosunku atomowego  $Ca/(Ca+Mg)$  w klinopiroksenie a teoretyczną zawartością rozpuszczonego w tym klinopiroksenie enstatytu. Sposób ten został zastosowany w badaniach ultrabazytów dolnośląskich przez Białowolską (1980) do określenia temperatur krystalizacji klinopiroksenów z ultramafitowych enklaw w bazaltoidach okolic Złotoryi, Lubania Śląskiego i Łądka-Zdroju.

Interesującą metodę Kretza (1982) określania geotemperatur na podstawie rozkładu zawartości Ca i Mg w klinopiroksenach wykorzystwała Borkowska (1985) do odtworzenia warunków krystalizacji piroksenów z gabroidów Nowej Rudy. W przypadku piroksenitów masywu Braszowic-Brzeźnicy zastosowanie tej metody okazało się jednak niemożliwe ze względu na nieco zawyżoną oznaczoną metodą rentgenostrukturalną zawartość Ca w badanych klinopiroksenach.

Zakres zmienności stosunków atomowych  $Ca/(Ca+Mg)$  obliczony dla klinopiroksenów z piroksenitów masywu Braszowic-Brzeźnicy wynosi 0,5052–0,5617. Odpowiada mu według Davisa i Boyda (1966) przedział temperatur krystalizacji klinopiroksenów 782–870°C. W piroksenach jednoskośnych pochodzących z lamin klinopiroksenowych w serpentynitach antygorytowych stosu-



**Fig. 20.** Diagramy równowag fazowych dla pary oliwin-spinel chromowy w układzie  $\ln K_D - \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$  w spinelu ze skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeznicy. **(a)** izotermy wg Engiego (1980); **(b)** izotermy wg Evansa i Frosta (1975) (linie przerywane) oraz wg Henry'ego i Medarisa (1980) (linie ciągłe)

Dla roztworów idealnych ol-sp w stałej temperaturze Irvine (1965 *vide* Fabries 1979) wyprowadza następujące relacje:

$$\ln K_D = \ln (X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Sp}}) / (X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}}), \quad (1)$$

gdzie:  $X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ;

$X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ;

$X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Ol}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  (w oliwinie);

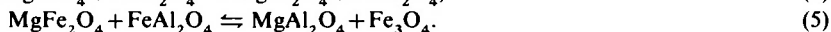
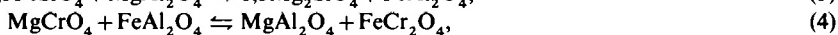
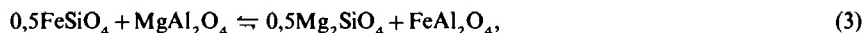
$X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Sp}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  (w spinelu);

przy czym zakłada również, że:

$$\ln K_D = \alpha \ln K_3 + \beta \ln K_4 + \gamma \ln K_5, \quad (2)$$

gdzie:  $\alpha = \text{Al}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})$ ;  $\beta = \text{Cr}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})$ ;  $\gamma = \text{Fe}^{3+}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})$ ;

Al, Cr,  $\text{Fe}^{3+}$  stanowią koncentrację jonów trójwartościowych w strukturze spinelu, a podane we wzorze (2)  $K_3$ ,  $K_4$ ,  $K_5$  są stałymi równowagi następujących reakcji:



Diagrams  $\ln K_D$  for olivine-chromian spinel pairs versus  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$  in spinel in ultrabasic rocks of Braszowice-Brzeznica massif. **(a)** isotherms after Engi (1980); **(b)** isotherms after Evans and Frost (1975) (dotted lines), isotherms after Henry and Medaris (1980) (solid lines)

For ideal solutions ol-sp in constant temperatures the following relationships were estimated by Irvine (1965 *vide* Fabries 1979):

$$\ln K_D = \ln (X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Sp}}) / (X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}}), \quad (1)$$

where:  $X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ;

$X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ;

$X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Ol}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  (in olivine);

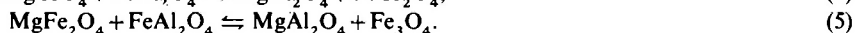
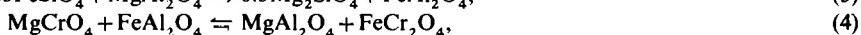
$X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Sp}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  (in spinel).

According to Irvine (1965)

$$\ln K_D = \alpha \ln K_3 + \beta \ln K_4 + \gamma \ln K_5, \quad (2)$$

where:  $\alpha = \text{Al}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})$ ;  $\beta = \text{Cr}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})$ ;  $\gamma = \text{Fe}^{3+}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})$ .

In equation (2) Al, Cr  $\text{Fe}^{3+}$  are concentrations of trivalent cations in spinel structure,  $K_3$ ,  $K_4$ ,  $K_5$  are equilibrium constants for reactions:



nek ten jest podobny i wynosi 0,5076–0,5208, co wskazuje na temperatury krystalizacji (lub rekrytalizacji) klinopiroksenów 847–862°C (tab. 20).

Temperatury równowagi pary oliwin–spinel chromowy obliczone dla perydotytów masywu Braszowic-Brzeźnicy są porównywalne z wartoś-

**Tabela 20.** Temperatury krystalizacji klinopiroksenów ze skal ultrazasadowych masywu Braszowic-Brzeźnicy (w °C)  
Crystallization temperatures of clinopyroxenes in ultrabasic rocks in Braszowice-Brzeźnica Massif (in °C)

Numery próbek Sample numbers	Temperatura krystalizacji (w °C) Temperatures of crystallization (in °C)
38/2	839
1R/2	847
1R/3	851
1R/4	885
36A	862
1/R	782
2G <sub>1</sub>	838
2G <sub>2</sub>	870
1G	850
3G	847
34px	847
6px	867
1S	862

ciami wyliczonymi przez różnych autorów dla innych masywów ultrazasadowych. Przykładowo można wymienić tu wartości 950–1050°C obliczone przez Sintona (1977) dla par ol-sp metamorficznych perydotytów ofiolitowego masywu Red Mountain w Nowej Zelandii. Dla perydotytów typu alpejskiego z Burro Mountain (Kalifornia) wyznaczono temperatury 1100–1300° (Loney *et al.* 1971), a dla ultrabazytów południowo-zachodniego Oregonu uzyskano wartości rzędu 800–900°C (Henry, Medaris 1980).

Temperatury krystalizacji piroksenów jednooskońnych z piroksenitów masywu Braszowic-Brzeźnicy można porównać z wartościami 850–900°C, otrzymanymi przez Jacquesa (1981) dla kumulatowych piroksenitów z kompleksu ofiolitowego Marum w Nowej Gwinei.

Interpretacja temperatur oparta na równowagach fazowych poszczególnych zespołów mineralnych wymaga jednak krytycznego podejścia, bowiem wyznaczone temperatury obrazują jedynie końcowe stadium równowagi fazowej badanego układu. Temperatura ta w przypadku ultrabazy-

tów nie zawsze odpowiada temperaturze krystalizacji pierwotnego stopu ultrazasadowego, lecz często końcowa równowaga układu jest osiągana w wyniku syntektonicznej rekrytalizacji skały. Rekrytalizacja ta często może mieć miejsce w górnopłaszczowym stadium ewolucji petrologicznej ultrabazytów, jak również może towarzyszyć obdukcji płyt litosfery oceanicznej podczas ich wędrówki w obręb kontynentów.

Na lokalną wysokotemperaturową rekrytalizację ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy zdaje się wskazywać obecność w perydotytach ze Stróżnika dwóch generacji ziarn oliwinowych, co powoduje, że obliczone za pomocą geotermometru oliwinowo-spinelowego temperatury równowagi par oliwin-spinel odzwierciedlają raczej stan jego równowagi związany z subsolidusową rekrytalizacją, niż warunki krystalizacji magmy macierzystej.

Innym interesującym zagadnieniem, wynikającym z badań geotermometrycznych jest znaczna rozpiętość wartości temperatur uzyskanych dla perydotytów (950–1100°C) i piroksenitów (780–860°C). Różnica ta może obrazować złożoną petrogenezę obu odmian skalnych. W przypadku perydotytów temperatury mogą odzwierciedlać warunki górnopłaszczowej rekrytalizacji we wczesnej fazie rozwoju skorupy oceanicznej, a dla piroksenitów mogą być dowodem na związek genetyczny tych skał z magmową facją ultrabazytów powstałych przypuszczalnie w stadium depozycji kumulatów ultramaficznych.

Podobny temperaturowy hiatus pomiędzy uformowaniem się metamorficznych perydotytów, ich deformacją a depozycją derywatów typu kumulatowego opisuje Ozawa (1983) z ofiolitowego kompleksu Miyamori w zachodniej Japonii. Historię petrogenetyczną japońskich ultrabazytów z kompleksu Miyamori mają ilustrować według Ozawy (1983) dwa etapy rozwoju: stadium powstania rezydualnego harzburgitu, oddzielonego od częściowo wytopionego diapiru lherzolitowego w strefie osi grzbietu śródoceanicznego, oraz stadium depozycji materiału kumulatowego na całkowicie zastalonym rezydualnym harzburgicie.

Podsumowując powyższe rozważania należy podkreślić, że zaawansowana serpentynizacja oraz zmiany hydrotermalno-wietrzeniowe w ultrabazytach z południowego obrzeżenia bloku sowiogórskiego w znacznym stopniu utrudniają zastosowanie do wyjaśnienia problemów ich petrogenetyki nowoczesnych metod termodynamicznej analizy petrologicznej.

## OMÓWIENIE WYNIKÓW BADAŃ I WNIOSKI

Przeprowadzone badania petrologiczne skal ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy pozwalają przypuszczać, że skałami pierwotnymi, z których utworzyły się serpentyny, były głównie harzburgity i lherzolity, a w mniejszym stopniu dunity, werhlity i piroksenity. O takim, a nie innym składzie mineralnym pierwotnych ultrabazytów świadczyć mogą: skład normatywny badanych odmian oraz jego porównywalność ze składem chemicznym harzburgitów, lherzolitów i dunitów z innych światowych wystąpień.

Zmienność składu chemicznego ultrabazytów, przedstawiona na rozmaitych diagramach petrochemicznych, sugeruje ich przynależność do najniższego członu asocjacji ofiolitowej, tj. do tzw. metamorficznych perydotytów (tektonitów), chociaż należy podkreślić, że niektóre z nich chemizmem mogą odpowiadać ultramaficznym kumulatom zespołów ofiolitowych.

Oznaczenia składu oliwinów czy spineli chromowych, jak również stwierdzenie w perydotytach zbliżony do chondrytowego trend rozkładu zawartości pierwiastków grupy przejściowej układu okresowego przemawiają za tym, że omawiane ultrabazyty mogły uformować się we wczesnym stadium rozwoju litosfery oceanicznej. Wyniki analiz pierwiastków śladowych (Cr, Ni, Mn, Zr) zdają się potwierdzać rezydualny (restytowy) charakter pierwotnych perydotytów masywu.

Pierwotne skały ultrazasadowe w swojej bogatej historii geologicznej przechodziły złożoną ewolucję tektonometamorficzną. Odtworzenie poszczególnych etapów metamorfizmu i prześledzenie ich związku z tektogenezą jest utrudnione ze względu na zacieranie oznak wczesnych epizodów metamorficznych przez późniejszą serpentynizację oraz zmiany hydrotermalno-wietrzeniowe. Niemniej jednak na podstawie przesłanek wynikających z obserwacji mikroskopowej płytek cienkich z ultrabazytów oraz zestawienia analiz chemicznych można wyróżnić kilka mineralnych sukcesji paragenetycznych odpowiadających etapom metamorfizmu.

Z przeprowadzonych badań wynika, że jednym z najwcześniejszych etapów zmian metamorficznych w perydotytach była lokalna wysokotemperaturowa rekrytalizacja oliwinów. Jej wynikiem było powstanie poligonalnych struktur „komórkowych” oraz struktur porfiroklastycznych. Rekrytalizacja oliwinów w tym stadium mogła być spowodowana przez powolną ekstensywną deformację plastyczną, która mogła mieć miejsce w warunkach

dolnoskorupowych bądź górnopłaszczyznowych. Podobne zjawiska niektórzy autorzy, jak Juteau *et al.* (1977), odnoszą do stref poniżej osi spreadingu, gdy ultrabazyty podlegały plastycznemu płynięciu w stanie stałym w obręb rozwiniętej już litosfery oceanicznej.

Inni autorzy (m.in. Nicolas *et al.* 1980) uważają, że struktury rekrytalizacyjne oliwinów mogą być także wynikiem tektonicznego przemieszczenia płyt litosfery oceanicznej w obręb kontynentów lub przypisują je zjawiskom metamorfizmu regionalnego ultrabazytów w strefach orogenicznych (Buiskool Toxopeus 1977).

Przykłady tworzenia się wtórnego „regenerowanego” oliwinu w ultrabazytach znane są również z terenu Dolnego Śląska. Występowanie blastytów, żelazistych oliwinów w pniu serpentynitowym spod Śnieżnika zostało zinterpretowane jako przejaw metasomatozy hydrotermalnej połączonej z odprowadzeniem pewnych ilości SiO<sub>2</sub>, CaO oraz CO<sub>2</sub> (Smulikowski *et al.* 1977). Wtórny oliwin z ultrabazytów okolic Łądka-Zdroju (Lutynia) natomiast mógł się utworzyć kosztem pierwotnych minerałów, takich jak chloryt, amfibol lub dolomit w procesie metamorfizmu regionalnego związanego z waryscyjską aktywizacją termiczną (Smulikowski 1982).

Szersze omówienie struktur rekrytalizacyjnych oliwinów z masywu Braszowic-Brzeźnicy oraz ich interpretacja geotektoniczna zostały przedstawione przez autora w odrębnej pracy (Gunia 1988).

Następnym stadium metamorfizmu ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy była ich serpentynizacja. Proces ten miał charakter stadialny i w znacznym stopniu objął południowo-zachodnią część badanego masywu. Efektem serpentynizacji w tym rejonie było utworzenie się serpentynitów antygorytowych o strukturach płomykowych i rozetkowych.

Występowanie tego rodzaju struktur w serpentynitach może świadczyć o dynamicznym reżimie tektonicznym regionalnej serpentynizacji (Maltman 1978). Proces ten zdaniem Wicksa i Whittakera (1977) ma się charakteryzować równoważnym oddziaływaniem trzech czynników: podwyższeniem temperatury układu, zarodkowaniem antygorytu oraz obecnością silnej deformacji typu ścięciowego. W przypadku serpentynitów Anglesey (Wlk. Brytania) powstanie struktur płomykowych Maltman (1978) łączy z ostatnim, najsilniejszym

stadium ewolucji tektonicznej towarzyszącej serpentynizacji.

W obrębie serpentynitów antygorytowych o strukturze płomykowej bądź rozetkowej występują ciała rodingitów z wyraźnie rozwiniętymi chlorytowymi otulinami kontaktowymi typu „black-wall” (Gunia 1986a). W serpentynitach tych tkwią również odkłute tektonicznie fragmenty klinopiroksenitów z otoczkami zbudowanymi ze skał amfibolowych (tremolity). Oba te zjawiska mogą być dowodem na to, że serpentynizacja ultrabazytów w tym rejonie była synchroniczna z tektogenezą i mogła mieć miejsce w strefie aktywnego transportu tektonicznego, być może związanego z aktywną subdukcją płyt litosfery oceanicznej. Warto w tym miejscu także zwrócić uwagę na fakt, że rodingity z chlorytowymi otulinami kontaktowymi oraz egzotyki z otoczkami skał hornblendowych przez Colemana (1980) są zaliczane do tzw. głęboko pograżonych (ang. deep seated) inkluzji tektonicznych w serpentynitach.

Porównanie typomorficznych paragenez mineralnych badanych serpentynitów z danymi z układu eksperymentalnego  $MgO-CaO-SiO_2-H_2O$  sugeruje, że warunki metamorfizmu ultrabazytów z południowego obrzeżenia bloku sowiogórskiego nie przekraczają granicy stabilności antygorytu  $P_{max} = 3kb$ ,  $T_{max} = 550^\circ C$  (Evans 1977). Wskaźnikami skrajnie redukcyjnego środowiska serpentynizacji może być występowanie w serpentynitach heazlewoodytu  $Ni_3S_2$  (Ciemniowska 1974) oraz miedzi rodzimej w rodingitach (Gunia 1986b).

Osobnym zagadnieniem pozostałym do rozpatrzenia jest występowanie serpentynitów lizardyto-chryzotylowych z teksturami żyłek serpentynowych w obrębie perydotytów na wzgórzu Grochowiec. Aby powstały tego typu tekstury niezbędne jest powstanie systemu szczelinek umożliwiającego migrację fluidów serpentynizujących (czynnik deformacji typu ścięciowego wg Wicksa i Whittakera 1977). Pozostałe czynniki mają mniejszy wpływ na powstanie tej odmiany strukturalnej serpentynitów (Wicks, Whittaker 1977). Zdaniem autora, na podstawie skromnego materiału badawczego można domniemywać, że struktury żyłek serpentynowych w serpentynitach na Grochowcu należy wiązać z epizodycznym oddziaływaniem fluidów serpentynizujących w strefie nieciągłości tektonicznej. Źródłem tych fluidów mogły być sąsiadujące z ultrabazytami w tym rejonie granitoidy, za utleniającym środowiskiem przeobrażeń przemawia natomiast obecność zmartytyzowanego magnetytu w szczelinkach serpentynitów. Dla powstania serpentynitów lizardyto-chryzotylowych przyjmujemy

je się maksymalną temperaturę transformacji fazowych około  $250^\circ C$  (Evans 1977).

Zjawiskami, towarzyszącymi serpentynizacji we wschodniej części masywu, były listwentyzacja, karbonatyzacja i steatytyzacja ultrabazytów. Powstałe w wyniku tych procesów skały o zmiennej proporcji talku, serpentynu czy węglanów swoje utworzenie zawdzięczają przypuszczalnie lokalnemu podwyższeniu ciśnienia parcjalnemu  $CO_2$  i  $H_2O$  w strefach nieciągłości tektonicznych; zasięg tych zjawisk ograniczony jest do północno-wschodniej części masywu.

Podobnie marginalne znaczenie mają niewielkie hornblendowe aureole kontaktowe wokół aplitów tkwiących w serpentynitach. Te kilkucentymetrowej miąższości wydzielenia należy odnotować jako przejaw metamorfizmu kontaktowego połączonego z aktywną wymianą składników drogą metasomatozy. Zasięg tych zjawisk był niewielki i nie wpływał na rozwój procesów metamorficznych na całym obszarze masywu Braszowic-Brzeźnicy.

Problem serpentynizacji ultrabazytów z obrzeżenia bloku sowiogórskiego rozpatrywany był wielokrotnie. W dotychczasowej literaturze przyjmowano różne przyczyny serpentynizacji. Wiązano proces ten z oddziaływaniem młodszych intruzji granitoidów (Finckh 1932) lub gabroidów (Gawel 1957). Wypowiadano pogląd o autometamorficznych przeobrażeniach ultrabazytów (Maciejewski 1968) czy nawiązywano do metamorfizmu dna oceanicznego (Majerowicz 1985).

Badania nad serpentynizacją wykazują, że znakomita większość pierwotnych skał ultrabazytowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy została przeobrażona w serpentynity antygorytowe. Nie zaobserwowano zależności pomiędzy zmiennością stopnia serpentynizacji a występowaniem aplitów bądź gabroidów, co wyklucza serpentynizację drogą zjawisk metamorfizmu kontaktowego. Podmorskiemu charakterowi przeobrażeń zdaje się przeczyć niska zawartość boru stwierdzona w serpentynitach. Wydaje się, że znaczny zasięg terytorialny zmian metamorficznych oraz brak gradacyjnego zaawansowania procesów serpentynizacji sugerują, że pierwotne ultrabazyty masywu Braszowic-Brzeźnicy uległy przeobrażeniu drogą metamorfizmu regionalnego. Występowanie perydotytów antygorytowo-diopsydowych oraz perydotytów z tremolitem Evans (1977) odnosi do warunków górnego zakresu facji zielenkowej oraz dolnego zakresu facji amfibolitowej metamorfizmu regionalnego.

Podsumowując rozważania odnośnie do petrogeny ultrabazytów z południowego obrzeżenia

bloku sowiogórskiego można przyjąć, że stanowią one zdeformowany i przeobrażony w warunkach dolnego zakresu facji zieleńcowej fragment strefy przejściowej pomiędzy najniższym członem asocjacji ofiolitowej (metamorficzne perydotyty) a nadległym zespołem kumulatów ultramaficznych. Podobne pod względem chemicznym wystąpienia ultrabazytów z Nowej Zelandii zostały określone przez Sintona (1977) jako perydotyty „przejściowe” (ang. transitional peridotites). W przypadku masywu Braszowic-Brzeźnicy człon metamorficznych perydotytów z oznakami płynięcia plastycznego w stanie stałym mogłyby reprezentować pierwotne harzburgity i lherzolity (częściowo dunity), w obręb ultramaficznych kumulatów natomiast mogłyby wchodzić klinopiroksenity, werlity i dunity. Na obecność charakterystycznej dyskordancji między wymienionymi wyżej sekwencjami wskazuje także ostry tektoniczny kontakt między klinopiroksenitami a serpentynitami antygorytowymi, chociaż należy podkreślić, że większość granic litologicznych ma głównie charakter tektoniczny. Za różną genezą obu ultramaficznych członów przemawia także hiatus temperaturowy pomiędzy równowagą termodynamiczną pary ol-sp z perydotytów a temperaturą krystalizacji klinopiroksenitów z klinopiroksenitów. Zastanawiające są również wystąpienia serpentynitów o teksturze łupkowej w pobliżu kontaktu serpentynitów antygorytowych z piroksenitami. Być może tekstura łupkowa w serpentynitach odzwierciedla dawną foliację w metamorficznych perydotytach przy kontakcie z nadległymi ultramaficznymi kumulatami. Podobne zjawisko opisują Harkins *et al.* (1980) z masywu Vourinos. Znaczenie występowania stref złupkowanych (ścięciowych) serpentynitów jest istotne, gdyż zwykle towarzyszą im przejawy okruszczenia masywnymi siarczkami Ni—Cu—Co (Panayiotou 1979). Dla stref przejściowych pomiędzy kumulatami a tektonitami w asocjacjach ofiolitowych charakterystyczne jest również występowanie podiformowych ciał chromitowych, co niejednokrotnie podkreślali Coleman (1977) czy Nicolas *et al.* (1983).

Opracowanie zostało wykonane w ramach Studium Doktoranckiego Instytutu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk w Pracowni Geologii Sudetów ING PAN we Wrocławiu. Autor pragnie serdecznie podziękować doc. dr Helenie Dziedzicowej za opiekę naukową w czasie odbywania studium doktoranckiego, jak również za cenne wskazówki podczas opracowywania wyników badań. Dziękuję również prof. dr. hab. Alfredowi Majerowiczowi za życzliwą dyskusję zagadnień pe-

Na podstawie przeprowadzonych studiów nad rozwojem petrogenetycznym skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy w procesie ich tworzenia się można wyróżnić następujące etapy:

- uformowanie się perydotytów podczas akrecji litosfery oceanicznej w czasie spreadingu dna oceanicznego. Zjawiskom tym towarzyszyła ekstrakcja stopu toleitowego i wydzielenie się rezydualnych perydotytów podczas częściowego ich zubożenia w składniki łatwotopliwe;

- rekrytalizacja pierwotnych ultrabazytów podczas tektonicznego przemieszczania płyty oceanicznej litosfery w obręb cokołu kontynentalnego;

- depozycja ultramaficznych kumulatów na skonsolidowanym harzburgicie i lherzolicie;

- serpentynizacja ultrabazytów w warunkach górnego, tj. odpowiadającego wyższym temperaturom, zakresu facji zieleńcowej. Zjawiskom serpentynizacji towarzyszyły: metasomatoza wapniowa (rodingity), amfibolizacja klinopiroksenitów, chlorytyzacja (otuliny typu „blackwall”), które to procesy miały miejsce w warunkach dynamicznego reżimu tektonicznego;

- lokalna późniejsza serpentynizacja stref nieciągłości tektonicznych we wschodniej części masywu. Spowodowana ona była oddziaływaniem aktywnych fluidów serpentynizujących pochodzących z sąsiadujących z ultrabazytami granitoidów. Z tym etapem przemian związane są także otalowanie i listwenityzacja stref spękań w skałach ultrazasadowych.

Należy zaznaczyć, że podane wyżej wnioski genetyczne mają obecnie charakter hipotetyczny. Ścisłe rozstrzygnięcie wielu problemów petrologicznych ultrabazytów z masywu Braszowic-Brzeźnicy byłoby możliwe, gdyby udało się uzyskać do badań skały o znikomym zaawansowaniu zmian metamorficznych. Wyniki badań zawarte w tej pracy stanowią zatem jeden z etapów prowadzących do szerszego niż dotychczas poznania złożonych problemów petrogenetyki ultrabazytów z obrzeżenia bloku sowiogórskiego.

trologicznych oraz prof. dr hab. Marii Borkowskiej za uwagi krytyczne dotyczące niniejszej pracy. Wyrazy podziękowania pragnę złożyć również wszystkim Koleżankom i Kolegom zarówno z Pracowni Geologii Sudetów ING PAN, jak i Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego oraz innych instytucji za wszelką okazaną mi pomoc i życzliwe uwagi. Praca została wykonana w ramach programu MR I—16.

## LITERATURA

- ALLEN W. C., 1966: An X-ray method for defining composition of a magnesium spinel. *Am. Miner.*, 51, s. 239–243.
- BAKUN-CZUBAROW N., NAREBSKI W., WAJSZYCH B., 1982: On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rock suites in the Polish part of the Sudetes. *Ofioliti*, 7, 2, 3, s. 407–428.
- BIAŁOWOLSKA A., 1980: Geochemiczna charakterystyka niektórych bazaltoidów Dolnego Śląska i ich ultramafitowych enklaw. Geochemical features of some Lower-Silesian basaltoids and their ultramafic inclusions. *Arch. Miner.*, 36, 2, s. 109–167.
- BLOXAM T. W., 1954: Rodingite from the Girvan-Bellantrae Complex Ayshire. *Miner. Mag.*, 30, 227, s. 525–528.
- BOCK M., 1968: *Über einige schlesische Mineralien deren Constitution und einige andere analytische Resultate*. Dr. Disser. Breslau, s. 1–26.
- BOLEWSKI A., 1982: *Mineralogia szczegółowa*. Wyd. Geol., Warszawa, 543.
- BORKOWSKA M., 1985: Skały gabrowe masywu Nowej Rudy w Sudetach i ich minerały. Gabbroic rocks and their minerals from the Nowa Ruda massif (Sudetes). *Geol. Sudetica*, 20, 1, s. 3–31.
- BROWN G. M., PINSENT R. H., COISY P., 1980: The petrology of spinel peridotite xenoliths from the Massif Central, France. *Am. J. Sci.*, 280–A, part 2, s. 471–498.
- BUISKOOL TOXOPEUS I. M. A., 1977: Deformation and recrystallization of olivine during mono- and poly-phase deformation. *N. Jb. Miner. Abh.*, 129, 3, s. 233–268.
- CARTER J. L., 1970: Mineralogy and chemistry of the Earth's upper mantle based on the partial fusion-partial crystallization model. *Geol. Soc. Am.*, 81, s. 2021–2034.
- CHMURA K., 1960: Charakterystyka serpentynitu grochowskiego. Characteristic of the serpentinite from Grochów. *Prz. Geol.*, 7, s. 371–375.
- CHMURA K., PAŁUBICKI R., 1961: Charakterystyka magnetytu braszowickiego i możliwości zwiększenia jego wydobywania. *Mater. Ogniotrw.*, 13, 3, s. 68–72.
- CIEMNIEWSKA M., 1974: Charakterystyka petrograficzna skał ultrazasadowych okolic Grochowa i Braszowic (streszcz. ref.). *Kwart. Geol.*, 18, 4, s. 880–881.
- COLEMAN R. G., 1971: Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, s. 897–918.
- COLEMAN R. G., 1977: *Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere*. Springer, s. 1–229.
- COLEMAN R. G., 1980: Tectonic inclusions in serpentinites. Archives des Sciences v. 33. Tascinale 2–3. Proceedings of the International Symposium on Tectonic Inclusions and Associated Rocks in Serpentinites, Geneva 1979, s. 1–28.
- COLEMAN R. G., KEITH T. C., 1971: Chemical study of serpentinitization at Burro Mountain, California. *J. Petrol.*, 12, s. 311–328.
- COLTORTI M., SIENA F., 1984: Mantle tectonite and fractionate peridotite at Finero (Italian Western Alps). *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 149, 3, s. 225–244.
- CWOJDZIŃSKI S., 1977: Główne etapy ewolucji tektonogenu waryscyjskiego Polski w świetle tektoniki płyt. Main stages in evolution of Polish Variscan tectogen in the light of plate tectonics. *Prz. Geol.*, 11, s. 579–583.
- CWOJDZIŃSKI S., 1980: Ewolucja geologiczna Polski południowo-zachodniej w interpretacji tektoniki płyt. Geologic evolution of South-Western Poland interpreted in terms of plate tectonics. *Geol. Sudetica*, 15, 1, s. 43–66.
- DAVIS B. T., BOYD F. R., 1966: The join  $Mg_2Si_2O_6$ – $CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *J. Geophys. Res.*, 71, 14, s. 3567–3576.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J., 1966: *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman, London, s. 1–528.
- DICK H. J., BULLEN Th., 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contr. Miner. Petrol.*, 86, 1, s. 54–76.
- DZIEDZICOWA H., 1979: Problem genezy magm bazaltowych i ich związków z ultrabazytami strefy Niemczy. Proponowany model reżimu geotektonicznego. Problem of origin of basaltic magmas and their connection with Niemcza zone ultrabasites; proposed model of geotectonic regime. (Summary). *Mat. Konf. Ter. Nowa Ruda*, s. 107–117, Wyd. Uniw. Wrocławskiego.
- DZIEDZICOWA H., 1981: Origin of primary basaltic magmas and their connection with ultrabasites of the Niemcza-Zone – tentative model of geotectonic regime. *Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. Guide-Book of Excursions*, vol. II. Problem Commission IX Subcommittee 2. Potsdam-Freiberg, s. 153–161.
- ENGI M., 1980: Mg–Fe exchange equilibria among Al–Cr Spinel, olivine orthopyroxene and cordierite. Diagram in: Henry D. J., Medaris L. G. (1980), Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in Southwestern Oregon. *Am. J. Sci.*, 280–A, s. 211–231.
- EVANS B. W., 1977: Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 5, s. 397–447.
- EVANS B. W., FROST B. R., 1975: Chrome spinel in progressive metamorphism – a preliminary analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, s. 959–972.
- FABRIES S. J., 1979: Spinel-olivine thermometry in peridotites from ultramafic complex. *Contr. Miner. Petrol.*, 69, s. 329–336.
- FARMER V. C. (ed.), 1974: The infrared spectra of minerals. *Miner. Soc. London*, 4, s. 1–541.
- FINCKH L., 1923: Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneissen und den Graniten. *Jb. Preuss. Geol. L. A.*, 42, s. 825–838.
- FINCKH L., 1932: Erläuterungen zur geol. Karte etc. Blatt Frankenstein. *Preuss. Geol. L. A.*, s. 1–78.
- FRANCIS F., 1956: The serpentine mass in Glen Urquhart Invernesshire, Scotland. *Am. J. Sci.*, 254, s. 201–226.
- FROST B. R., 1975: Contact metamorphism of serpentine, chloritic blackwall and rodingite at Paddy–60–Easy Pass, Central Cascades. Washington, *J. Petrol.*, 16, 2, s. 272–313.
- GAJEWSKI Z., 1966: Serpentytynity Grochowej-Braszowic i związana z nimi mineralizacja magnetytowa. Serpentinities of the Grochowa-Braszowice area and the related magnetite mineralization. *Z geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław, s. 451–458.
- GAJEWSKI Z., 1974: Masyw serpentynitowy Grochowa-Braszowic oraz jego znaczenie surowcowe. Grochowa-Braszowic serpentinite massif and its importance as source of raw materials. *Biul. Inst. Geol.*, 280. *Z badań złóż surowców skalnych w Polsce*, 7, s. 49–78.
- GAWĘŁ A., 1957: Nefryt z Jordanowa na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, 7, s. 299–303.

- GEHLEN K., 1983: Olivine-spinel geothermometry of chromite-bearing peridotites, Brezowica and Raduša, Yugoslavia (abstr.). *Terra Cognita*, 3, s. GC-12.
- GHOSE N. C., SINGH N. E., 1982: Petrology of the Naga hills ophiolite in the Tiew Sang district of Nagaland NE India. *Ophioliti*, 2-3, s. 267-280.
- GLOCKER E., 1827: Ueber das Frankensteiner Gebirge und das Vorkommen des Chrysoprases in demselben nebst einer Beschreibung der den letzteren begleitenden Fossilien. In: *Beitrage zur mineralogischen der Kenntniss der Sudentenlander insbesondere Schlesiens*, 1, s. 1-152, Breslau.
- GREEN D. N., 1961: Ultramafic breccias from the Musa Valley eastern Papua. *Geol. Mag.*, 98, s. 1-26.
- GROHMANN H., KLEMM D. D., TOPITSCH W., WAGNER J., 1982: Chemical petrology of ophiolites in Southern Tuscany. *Ophioliti*, 2-3, s. 241-266.
- GRUSZCZYK H., 1948: Zagadnienia magnezytów dolnośląskich. *Biul. Przem. Mat. Ogniotrw.*, 3, s. 1-8.
- GUNIA P., 1986a: Rodingit z serpentynitów okolic Mikołajowa (masyw serpentynitowy Braszowice-Brzeźnica, Dolny Śląsk). Rodingite from serpentinites of the vicinity of Mikołajów (serpentine, massif of Braszowice-Brzeźnica, Lower Silesia). *Geol. Sudetica*, 21, 1, s. 197-212.
- GUNIA P., 1986b: Native copper from rodingitized gabbroic dykes in serpentinites of Braszowice-Brzeźnica massif. *Miner. Polon.*, 17, 1, s. 63-75.
- GUNIA P., 1987: O znaczeniu chemizmu spineli chromowych dla petrogenyzy niektórych dolnośląskich ultrabazytów. On the significance of chromian spinels chemism to petrogenesis of some Lower Silesian ultrabasites. *Arch. Miner.*, 42, 2, s. 59-68.
- GUNIA P., 1988: Deformation-recrystallization structures of olivines from ultrabasic rocks of Braszowice-Brzeźnica massif (Sudetes, Poland). *Miner. Polon.*, 19, 2, s. 71-90.
- GURICH G., 1901: Ueber Gabbro im Liegendes des oberdevonischen Kalkes von Ebersdorf bei Neurode in der Grafschaft Glatz. *Zts. dt. geol. Ges.*, 52, s. 161-164.
- HAIDINGER W., 1845: *Naturwissenschaftliche Abhandlungen*. 1-4. Wien, s. 325-345.
- HARKINS M. E., GREEN H. W., MOORES E. H., 1980: Multiple intrusive events documented from the Vourinos ophiolite complex, northern Greece. *Am. J. Sci.*, 280-A, s. 284-295.
- HEFLIK W., ŻABIŃSKI W., 1980: Rodingite like paragenesis in serpentinite from Jordanów (Lower Silesia, Poland). *Arch. des Sci.* v. 33, Fasc. 2-3. *Proceedings of the International Symposium on Tectonic Inclusions and Associated Rocks in Serpentinities*. Geneva 1979, s. 136-137.
- HENRY D. J., MEDARIS L. G. Jr., 1980: Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in southwestern Oregon. *Am. J. Sci.*, 280-A, 221-231.
- HOHNOREZ J., KIRST P., 1975: Petrology of rodingites from equatorial Mid-Atlantic Fracture Zones and their geotectonic significance. *Contr. Miner. Petrol.*, 49, s. 233-257.
- IRVINE T. N., 1965: Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1. Theory. *Can. J. Earth Sci.*, 2, s. 648-672.
- JACKSON E. D., 1969: Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater Complex, *Econ. Geol. Monographs*, 4, s. 41-71.
- JAMROZIK L., 1979: Tektonika bazytów obrzeżenia bloku sówiogórskiego. Praca doktorska. Archiwum PIG Warszawa (maszynopis).
- JAMROZIK L., 1981: General geology and tectonics of the serpentinite-gabbroic Braszowice-Grochowa massif. In: *Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif*. Guide Book of Excursions, vol. II, Multilateral Cooperation of Academies of Sciences 2, Potsdam-Freiberg, Excursion 3. B, s. 119-120.
- JACQUES A. L., 1981: Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from the Marum Ophiolite Complex, Northern Papua, New Guinea. *J. Petrol.*, 22, s. 1-40.
- JUTEAU T., NICOLAS A., DUBESSY J., PRICHARD I. C., BOUNDEZ J. L., 1977: Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey. Possible model for an oceanic ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, s. 1740-1748.
- KAY R. W., HUBBARD N. J., 1978: Trace elements in ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, s. 333-342.
- KISIELOW W., 1955: Magnezyty krajowe i ich zastosowanie do wyrobów ogniotrwałych. *Prz. Geol.*, 12, s. 564-568.
- KOSMANN B., 1890: Chromerze in Niederschlesien. *Tonindustrie Zeitung*, 48, s. 736, Berlin.
- KRAJEWSKI R., 1949: Sprawozdanie z badań nad złożami magnezytu w Grochowej i Braszowicach. Report on investigations concerning the magnesite deposits in Grochowa and Braszowice (Lower Silesia). *Biul. Państ. Inst. Geol.*, 54, s. 80-84.
- KRETZ R., 1982: Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, s. 411-421.
- KRYZA R., 1981: Migmatyzacja w gnejsach północnej części gór Sowich. The migmatization of the gneisses of the Sowie Góry Mts. *Geol. Sudetica*, 16, 1, s. 7-93.
- KUBICZ A., 1966: Zmienność petrograficzna skał serpentynitowych okolic Grochowej i Braszowic jako ogniotrwałych surowców krzemianowo-magnezytowych. Petrographic variability of serpentinite rocks from Braszowice and Grochowa area (Lower Silesia) as magnesia silicate raw materials. *Arch. Miner.*, 26, 1, s. 467-472.
- LEACH T. M., RODGERS K. A., 1978: Metasomatism in the Wairere serpentinite King Country, New Zealand. *Miner. Mag.*, 42, s. 45-63.
- LE MAITRE R. W., 1976: The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, 17, s. 589-637.
- LIEBISCH T., 1877: Ueber Hornblendegneisse und Serpentine von Frankenstein in Schlesien. *Zst. dt. Ges.*, 29, s. 729-734.
- LONEY R. A., HIMMELBERG G. R., COLEMAN R. G., 1971: Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, USA. *J. Petrol.*, 12, s. 89-94.
- MACIEJEWSKI S., 1968: Ultrabasic and basic rocks in the framework of the Góry Sowic gneissic block. *Biul. Inst. Geol.*, 222, s. 107-123.
- MAJEROWICZ A., 1963: Granit okolicy Sobótki i jego stosunek do osłony w świetle badań petrograficznych. The granite of the environs of Sobótka and its relation to country rocks in the light of the petrographic study. *Arch. Miner.*, 24, 2, s. 127-227.
- MAJEROWICZ A., 1979: Grupa górská Ślęży a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów. The Ślęża Mountain Group versus recent petrological problems of ophiolites. *Mat. Konf. Ter. Nowa Ruda*, Wyd. Uniw. Wrocławski, s. 9-34.
- MAJEROWICZ A., 1979: Występowanie rodingitów w masy-



- wie serpentynitowym Gogołów-Jordanów. On the occurrence of rodingites in Gogółów-Jordanów serpentinite massif. *Prz. Geol.*, 1, s. 43–44.
- MAJEROWICZ A., 1983: Petrografia i geneza skał rodingitowych w serpentynitach ofiolitowego zespołu Ślęży. Petrography and genesis of rodingites in serpentinite of the Ślęża ophiolitic group. *Geol. Sudetica*, 19, 2, s. 109–134.
- MAJEROWICZ A., 1985: Zarys petrologii skał osłony masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka. *Mat. Konf. Ter. Petrologia skał masywu granitowego Strzegom-Sobótka i jego osłony*. s. 1–18. Wyd. Univ. Wrocławskiego.
- MAREL H. W., BEUTELSPACHER H., 1976: *Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures*. Elsevier, Amsterdam, s. 3–389.
- MASON B. (ed.), 1971: *Handbook of Elemental Abundances in Meteorites*. Gordon and Breach, New York, s. 1–555.
- MISAŘ Z., 1985: Rifijskie i paleozojskie ofiolity i rodziennye im gornye porody Czeszskogo Massiwa. In: *Rifijsko-niżnepaleozojskie ofiolity Siewiernoj Jewrazii*. N. Ł. Dobricow (ed.), Nauka, Nowosybirsk, s. 107–116.
- NARĘBSKI W., MAJEROWICZ A., 1985: Ofiolity obramienia głyby Sowich Gor i rannepaleozojskie inicjalny polskich Sudiet. In: *Rifijsko-niżnepaleozojskie ofiolity Siewiernoj Jewrazii*. Nauka, Nowosybirsk, s. 86–105.
- NICOLAS A., BOUDIER F., BOUCHEZ I., 1980: Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. *Am. J. Sci.*, 280–A, s. 192–210.
- NICOLAS A., PRINZHOFER A., 1983: Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *J. Petrol.*, 24, part 3, s. 188–296.
- NIŚKIEWICZ J., 1970: Charakterystyka serpentynizacji skał ultrazasadowych Dolnego Śląska. Character of serpentinization of ultrabasic rocks in the Lower Silesia area. *Prz. Geol.*, 6, s. 271–274.
- OBERC J., 1957: *Region Gór Bardzkich (Sudety)*. *Przewodnik dla geologów*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 9–114.
- OBERC J., 1960: Podział geologiczny Sudetów. Geological Subdivision of the Sudetes. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 2, s. 309–347.
- OBERC J., 1966: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of geosyncline theory. *Pr. Inst. Geol.*, 47, s. 5–80.
- OBERC J., 1977: The gabbros and ultrabasites in the vicinity of the Góry Sowie Block. In: *Geology of Poland*, vol. IV. *Tectonics*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 163–168.
- OLSEN E. J., 1961: High-temperature acid rocks associated with serpentinite in Eastern Quebec. *Am. J. Sci.*, 258, s. 329–347.
- OZAWA K., 1983: Relationships between tectonite and cumulate in ophiolites: the Miyamori ultramafic complex, Kitakami Mountains, northeast Japan. *Lithos*, 16, s. 5–38.
- PAGE N. J., 1967: Serpentinization at Burro Mountain, California. *Contr. Miner. Petrol.*, 14, s. 321–342.
- PANAYIOTOU A., 1979: Cu–Ni–Co–Fe sulphide mineralization, Limasol Forest, Cyprus. *Proc. Intern. Ophiolite Symposium Cyprus*, s. 102–116.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S., 1959: Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. Chemical analyses of the Lower Silesian igneous and metamorphic rocks. *Pr. Inst. Geol.*, 24, s. 5–134.
- PEROŃ J., 1979: Zastosowanie metody elektrooporowej do określenia budowy geologicznej rejonu Braszowic (Strefa Niemczy). The application of the resistivity soundings for the recognition of geological structure of the Braszowice region (Niemcza Zone). *Act. Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, 407, 7, s. 173–189.
- PETERS T. J., 1963: Mineralogie und Petrographie des total serpentins bei Davos. *Schweiz. Miner. Petrol. Mitt.*, 43, s. 529–685.
- ROEDER P. L., CABELL I. H., JAMIESON H., 1979: A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contr. Miner. Petrol.*, 68, s. 325–394.
- SINTON I. M., 1977: Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand. *J. Petrol.*, 18, s. 216–246.
- SMULIKOWSKI K., 1973: Ultramafites dela Basse Silesie. In: *Mat. XV Sesji AZOPRO 6–16 września 1973*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 20–28.
- SMULIKOWSKI K., 1982: Metamorphic ultramafite from Lutynia near Łądek Zdrój (Sudetes). *Arch. Miner.*, 38, 1, s. 105–128.
- SMULIKOWSKI K., SMULIKOWSKI W., BAKUN-CZUBAROW N., 1977: Serpentinite stock from the vicinity Mount Śnieżnik (Sudetes). *Arch. Miner.*, 33, 1, s. 37–76.
- SOBOLEW N. D., 1959: K petrochimii ultraosnownych gornych porod. *Geochemia*, 8, s. 679–695.
- SPRINGER R. K., 1974: Contact metamorphosed ultramafic rocks in the western Sierra Nevada Foothills, California. *J. Petrol.*, 15, 1, s. 160–195.
- STEVENS R. F., 1944: Composition of some chromites of the western hemisphere. *Am. Miner.*, 29, 1–2, s. 1–64.
- STRECKEISEN A., 1976: To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, s. 267–273.
- SUŁKOWSKI K., 1964: *Sprawozdanie z badań przydatności talkochlorytów złoża magnezu „Braszowice”*. Arch. Inst. Mat. Ogniotrw., Gliwice (nie publikowane).
- SZTIEINBIERG D. S., CZASZCZUCHIN I. S., 1977: Sierpentinizacja ultrabazitów. Nauka, Moskwa, s. 1–285.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: *Regionalna geologia Polski*. 3, *Sudety*, 1. *Utwory przedtrzęsiorzędowe*. PIG, Kraków, s. 1–300.
- TERTSCH R., 1922: Studien am Westrande des Dunkel-Steinher Granulitmassives. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, 35, s. 177–214.
- THOMPSON G., MELSON W. G., 1970: Boron contents, in serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: implications for the boron cycle in the oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, s. 61–65.
- TRAUBE H., 1885: Beiträge zur Kenntniss der Gabbros, Amphibolite und Serpentine des niederschlesischen Gebirges. Inaug. Diss. Greiswald 1844, in Liebisch. *Neues Jb. Miner. Geol. Pal. B. I.*, s. 240–242.
- TRAUBE H., 1888: *Die Minerale Schlesiens*. J. U. Korn Breslau, s. 1–285.
- TRAUBE H., 1887: Ueber ein Vorkommen, von Eklogit bei Frankenstein in Schlesien. *Neues. Jb. Miner. Geol. Pal. B. I.*, s. 195–200.
- WAJSPRYCH B., 1981: Serpentinite melange of the Stobna Stream valley and its tectonic significance. In: *Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif, Guide of Excursions*. Vol. II. Multilateral Cooperation of Academies of Sciences Problem Commission No IX Subcommission 2, s. 102–113. Potsdam–Freiberg.
- WEBSKY M., 1873: Ueber Grochaut und Magnochromit. *Zeitsch. dts. geol. Ges.*, 25, s. 394–398.
- WEIGAND B., 1875: Die serpentine der Vogesen. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, 3, s. 183–206.
- WHITTAKER E. J. W., ZUSSMAN J., 1956: The characteri-

- zation of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Miner. Mag.*, 31, s. 107–126.
- WICKS F. J., WHITTAKER E. J. W., 1977: Serpentine textures and serpentinization. *Can. Miner.*, 15, s. 459–488.
- WICKS F. J., WHITTAKER E. J. W., ZUSSMAN J., 1977: An idealized model for serpentine textures after olivine. *Can. Miner.*, 15, s. 446–458.
- WINOGRADOW A. P., 1962: The average contents of the chemical elements in the main types of eruptive rocks. *Geochimia*, 7, s. 555–571.
- YARRIV S., HELLER-KALLAI I., 1975: The relationship between the IR spectra of serpentines and their structures. *Clays and Clay Miner.*, 23, s. 145–152.
- YODER H. S., SAHAMA T. G., 1957: Olivine X-ray determinative curve. *Am. Miner.*, 42, s. 475–491.
- ZNOSKO J., 1981: The problem of oceanic crust and ophiolites in the Sudetes. In: *Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. Guidebook of Excursions*, vol. II. Multilateral Cooperation of Academies of Sciences. Problem Commission N IX, Subcommission 2. Potsdam–Freiberg, s. 3–28.
- ZWAAN P. C., 1954: On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. *Leidse. Geol. Meded.*, 19, s. 1–167.

# PETROLOGY OF THE ULTRABASIC ROCKS FROM THE BRASZOWICE-BRZEŹNICA MASSIF (LOWER SILESIA)

Piotr GUNIA

Polish Academy of Sciences, Institute of Geological Sciences, Laboratory of Geology of the Sudetes  
Podwale 75, 50-440 Wrocław

Present address: Department of Mineralogy and Petrography, Institute of Geological Sciences, Wrocław University  
Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

## Summary

**ABSTRACT:** Results of petrological studies of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif are presented. The mentioned massif is situated at the southern edge of the Niemcza Dislocation Zone. Most of the ultrabasic rocks are strongly serpentinized varieties such as antigorite serpentinites with interpenetrating or interlocking textures or lizardite-chrysotile serpentinites with serpentine veins textures. Dunite, peridotite with tremolite and clinopyroxenite constitute slightly

altered ultrabasic rocks in this massif. On the basis of petrographic investigations, geochemical characteristics and some geothermometric evaluations the rocks of the Braszowice-Brzeźnica Massif have been classified as peridotites of the „transitional” zone between tectonic peridotites and ultramafic cumulates in the lower part of an ophiolite association.

## GEOLOGICAL SETTING

The Braszowice-Brzeźnica Massif is situated at the southern edge of the Niemcza Metaschist Dislocation Zone stretching along a fault marking the southern margin of the gneissic Sowie Mts Block. In the south and south-west ultrabasic rocks contact along the Marginal Sudetic Fault with the argillite-graywacke formation of the Bardzkie Mts Structure. In the south-eastern part of the massif, strongly saussuritized and uralitized diallage gabbro occurs as a system of thin veins traversing serpentinites. At the eastern part, peridotites contact with the granitoids of the Niemcza Dislocation Zone and (at the Stróżnik hill) with hornblende-biotite gneisses as well as with mica schists (Fig. 1, 2).

Previous petrological studies of the ultrabasic rocks carried out by the present author have shown that the Braszowice-Brzeźnica massif may be divided into two parts with respects to the occurrence of the ultrabasic rocks. In the eastern part of the massif poorly serpentinized and talc-bearing peridotites

with small lenses of the lizardite-chrysotile serpentinites predominate. The western part of the mentioned massif consist mainly of antigorite serpentinites with tectonic bodies of chloritized clinopyroxenites. Clinopyroxenites in this area show traces of rodingitization and are typified by the characteristic choritic blackwall in the contact zone with antigorite serpentinites. It suggest that both peridotites and serpentinites were locally subjected to listvenitization, chloritization, steatitization and intense weathering. Some parts of the ultrabasic rocks also show sings of the magnesite mineralization in net-like form of veins varying thickness (Gajewski 1974).

The ultramafics of the Braszowice-Brzeźnica Massif are regarded as pre-Upper Devonian in age (Finckh 1932; Teisseyre *et al.* 1957). From petrochemical point of view these rocks are classified as residual tectonic peridotites of the lower part of an ophiolite complex (Dziedzicowa 1979; Narębski *et al.* 1985).

## PETROGRAPHY CHARACTERISTICS

**Peridotites.** These rocks are dark grey and aphanitic. Granular texture is observed under microscope. The main rock-forming minerals are: granular olivine  $Fo_{92-94}$ , diopside-augite clinopyroxene, tremolite, serpentine, and small amounts of talc, chlorite and opaque minerals. In several thin sections one may observe porphyroclastic texture which is marked by lenticular elongate olivine porphyroclasts up to 10 mm in size. The surrounding matrix is most often composed of angular fragments of olivine grains (0.05–0.1 mm in diameter) separated by serpentine plates. Some areas of this mosaics are accompanied by olivine xenoblasts showing polygonization. The olivine crystals form

polygonal fields with intergranular boundaries in triple point junctions usually at an angle close to 120°.

Another textural variety of peridotites is represented by rocks with clearly marked deformation lamellae in olivine grains. The deformation lamellae are spindle shaped, lenticular and often bent in the form of kink bands. Their long axes are usually orientated conformably with olivine (110) or (010) faces.

The tectonic interpretation of deformational structures of the olivine from the ultrabasic rocks of the Braszowice-Brzeźnica Massif has been presented in an earlier paper of the author.

**Clinopyroxenites.** These rocks are composed of unaltered diopside and contain plates or aggregates of colourless chlorite as well as the diopside crystals of various size showing closely spaced (100) cleavage. These pyroxenes are often replaced by chlorite-clinozoisite ground-mass. Locally diopside crystals are bent and fractured. In rodingitized varieties brown prismatic vesuvianite and grey framboidal grossular occur in veins.

**Lizardite-chrysotile serpentinites.** These rocks are varieties characterized by serpentine-veins texture according to Wicks and Whittaker (1977) classification. The fine-grained ground-mass consists of some relics of olivine, tremolite and chlorite. The rock groundmass is most often cut by several systems of serpentine veins, mainly randomly orientated. In some cases, the serrated veins of chrysotile are observed in some fresh serpentinites. The veins often show a zonation the marginal zones of them being composed of chrysotile, while the central parts filled with cryptocrystalline lizardite. In the central parts of serpentine veins small irregular magnetite grains are common. The X-ray diffraction patterns have indicated that serpentine minerals present in veins belong to lizardite and chrysotile. X-ray data concerning this textural variety of serpentinites are listed in Table 4.

**Antigorite serpentinite.** These rocks are characterized by varieties with interpenetrating or interlocking textures according to Wicks and Whittaker (1977) classification. Relics of primary silicates including olivine or augite are present in small amounts. Antigorite is a dominant rock-forming mineral in this type of serpentinite. In interpenetrating texture, antigorite occurs as small (0.1–0.3 mm in size), randomly orientated, elongated blades, flakes or plates that form a tight, interpenetrating fabric. The interlocking texture of the antigorite serpentinite consists of very fine flakes of serpentine most often irregular in shape. The presence of antigorite as the only mineral of serpentine-group in these rocks has been confirmed by the X-ray analysis (Tab. 5).

**Talc bearing schists** are associated with peridotites forming lenses or irregular bodies in tectonic discontinuity zones. Talc

bearing schists are typified by nematoblastic texture consisting of elongated assemblages of tabular talc crystals, which often exhibit perfect (001) cleavage. Fractures in talc schists are filled with micritic carbonates or disseminated ferric oxides.

**Serpentinite-chalcedony breccias** occur in zones of sheared serpentinites at the contact with tectonized pyroxenite veins. These rocks consist of sharp edged (2–3 cm in size) fragments of the antigorite serpentinite within a banded, yellow-brown or colourless chalcedony groundmass.

The contact zones between aplite and serpentinite or metagabbro and serpentinite are interesting from petrological point of view. In the aplite-serpentinite contact zone the following mineral bands may be distinguished under the microscope: quartz-plagioclase, quartz-plagioclase-hornblende, hornblende, hornblende-serpentine-vesuvianite and serpentine-tremolite zones. Plausible explanation of the origin of this type aplite-serpentinite boundary is that it represents a regionally metamorphosed Ca-metasomatic zone.

At a metagabbro-serpentinite boundary 8 small-scale bands varying in mineral composition have been observed. They are: plagioclase-clinopyroxene-clinozoisite, clinopyroxene-chlorite, clinopyroxene, hornblende, vesuvianite, actinolite, actinolite-serpentine and serpentine-olivine zones. These transformations from gabbro to serpentinite are most probably attributed to metasomatic alterations, originated under intense tectonic deformation conditions.

The occurrence of rodingites surrounded by chlorite black-walls is limited to sheared serpentinite deformation zones in the western part of the Braszowice-Brzeźnica Massif. Rodingites are rocks irregular in shape and often they form small, lense-like tectonic bodies in antigorite serpentinites. A common feature of rodingite composition is the presence of diopside, grossular, clinozoisite, vesuvianite and disseminated pyrite or native copper. On the basis of mineral and chemical composition, these rodingites have been interpreted as primary gabbroic inclusions in ultramafics showing metasomatic transformations during the serpentinization processes (Gunia 1986).

## WHOLE-ROCKS CHEMISTRY

This study is based on chemical data obtained for 32 whole rocks samples. The majority of oxides and trace elements in rock samples labelled with N in tables have been determined by X-ray fluorescence analysis (XRF) in the Mineralogisch-Petrologisches Institut of the K. Justus Liebig University in Gießen (Germany). The selected samples of the ultrabasic rocks have been analysed by traditional wet method in the laboratory of the Institute of Geological Sciences of the Wrocław University. The results are given in Tables 9, 10, 11.

All analyses of ultramafics, after standardization of Fe and without H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> have been recalculated to 100 wt%. Basing on the norms, calculated by CIPW and Sobolev (1959) methods, the analysed samples have been classified mainly as harzburgites and lherzolites or less frequently as dunites or werlites.

In CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO and AFM ternary diagrams, the projection points of the Braszowice-Brzeźnica rock composi-

tions are concentrated in the fields of metamorphic peridotites of an ophiolite association. Several points plot in the field of ultramafic cumulates. The abundance of transitional metals of 3d type in these rocks normalized to chondrite composition is characteristic for differentiation trend of depleted mantle peridotites. Very low contents of trace elements (Zr: 11–13 ppm, Sr: 5–10 ppm, Y: 5 ppm) also correspond to strongly depleted mantle peridotites.

Several methods have been applied for determination of the serpentinization grade. The contents of H<sub>2</sub>O in serpentinites, specific gravity of the studied rocks and size of the relics of olivine surrounded by serpentine have been investigated. The strongly serpentinized varieties of the ultrabasic rocks occur in the western part of the massif. Lizardite-chrysotile serpentinites are characterized by the great variability of the serpentinization grade. It suggests that primary peridotites in this region were serpentinized in several metamorphic events.

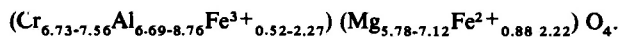
## MINERALS CHEMISTRY

For geothermometric calculations the chemical compositions of olivine, Cr-spinel and clinopyroxene have been

examined basing on X-ray powder patterns. The contents of forsterite in olivine have been determined by  $d_{130}$  value using the

Yoder-Sahama (1957) equation. Forsterite content in less serpentinized olivine varies from 92.96 to 95.46 vol. % with an average value of 94.02 vol. %.

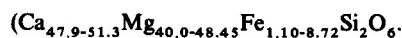
The composition of the Cr-spinels has been estimated from Allen (1966) ternary diagram. The examined spinels belong to true Cr-spinels according to the Stevens (1944) chromite ore classification. They correspond to the following chemical formula:



In the Dick *et al.* (1984) diagram for spinels of an ophiolite association the projection points of the analysed samples occupy the metamorphic peridotite field.

The clinopyroxenes composition has been determined basing on differences between the values of  $d_{220}-d_{221}$ ,  $d_{211}-d_{310}$ ,  $d_{131}-d_{221}$  diffraction peaks (Zwann 1954). The

content of components in these clinopyroxenes varies from diopside to endiopside according to the following formula:



The ol-sp geothermometer has been used to determine the equilibrium temperature of primary ultramafics. Temperature estimating has been made using the transfer Fabries (1978) equation for four ol-sp pairs. The calculated values in the range from 920 to 1100°C probably reflect conditions of the upper mantle recrystallization accompanying the plastic flow in solid state in an early episode of the oceanic crust formation.

Equilibration conditions at the temperature 780–880°C have been obtained for clinopyroxene using the geothermometric method Davis and Boyd (1966). This again correspond to position of pyroxenites as slowly crystallized ultramafic cumulates connected with ultrabasic magmatic differentiation.

## CONCLUSIONS

The obtained results have indicated that serpentinized peridotites and pyroxenites from the Braszowice-Brzeźnica Massif correspond to metamorphic (tectonic) peridotites and ultramafic cumulates of an ophiolite association. Primary rocks from which serpentinites were derived are harzburgites and lherzolites or less frequently dunites and wehrlites. On the basis of the petrological studies, one may conclude that these rocks constitute strongly deformed and metamorphosed fragments of a „transitional” zone between tectonic peridotite and ultramafic cumulate in the lower part of an ophiolite unit.

Several stages of the petrological evolution of the ultrabasic rocks have been proposed for the Braszowice-Brzeźnica Massif. There include:

- formation of primary ultramafics as a hot mantle diapir in the accretion zone during the ocean floor spreading;
- ultramafic cumulate deposition on consolidated harzburgite or lherzolite;
- main serpentinization event in the lower range of the amphibolitic facies;
- rodingitization associated with serpentinization in a dynamic regime;
- secondary, locally distributed serpentinization episode connected with activation of hydrothermal solutions from granitic rocks of the Niemcza Zone. Talc schists, listvenites and systems of the magnesite veins were originated this episode in tectonic discontinuity zones.

**Acknowledgements.** The presented paper is the result of Ph. D. studies in the Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences bearing the contribution to CPBP 03.04 Research Program.

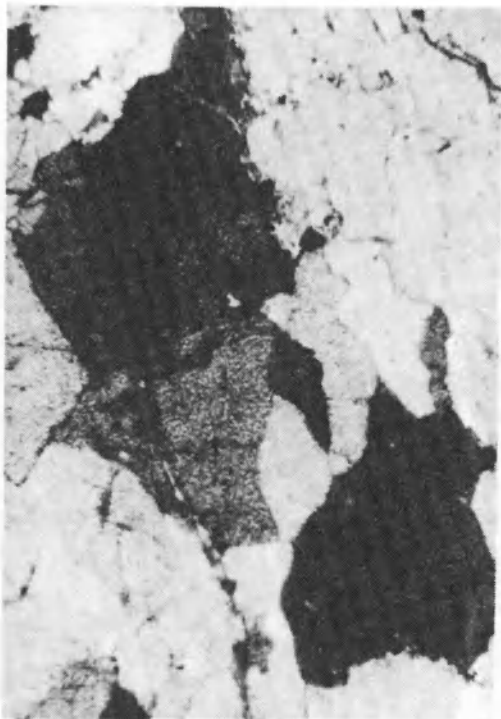
The author is very grateful to Ass. Prof. H. Dziedzicowa for her scientific

supervision and Prof. A. Majerowicz for the constructive discussion of the petrologic problems. Thanks are also due to Prof. R. Emmermann for his help in carrying out some special chemical analyses and to Prof. M. Borkowska for critical reading of the manuscript as well as valuable discussions and remarks.

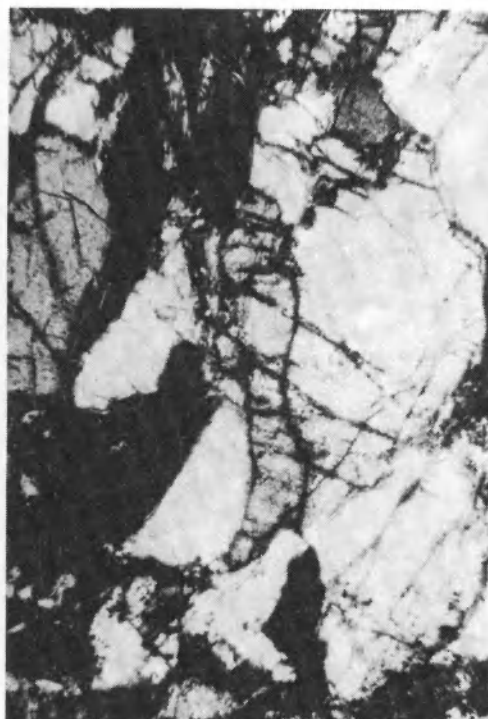
## **PLANSZE I OBJAŚNIENIA**

**PLANSZA | — PLATE I**

1. Dunit ze wzgórza Stróżnik. Pow. 60×. Nikole skrzyżowane  
Dunite from the Stróżnik hill. Magn. 60×. Crossed nicols
2. Zrosty symplektytowe oliwinu w dunicie ze wzgórza Stróżnik. Pow. 60×. Nikole skrzyżowane  
Symplectite intergrowths of olivine in dunite from the Stróżnik hill. Magn. 60×. Crossed nicols
3. Lamelki deformacyjne oliwinu. Wzgórze Stróżnik. Pow. 60×. Nikole skrzyżowane  
Deformation lamellae in olivine. Stróżnik hill. Magn. 60×
4. Struktura porfiroklastyczna dunitu. Wzgórze Stróżnik. Pow. 80×. Nikole skrzyżowane  
Porphyroclastic structure of dunite. Stróżnik hill. Magn. 80×. Crossed nicols



1



2



3



4

Piotr GUNIA – Petrologia skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (blok przedsudecki)  
Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block)

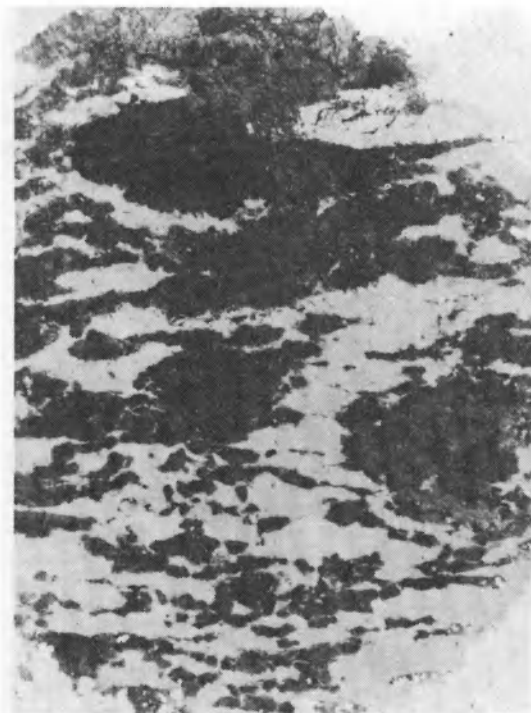


**PLANSZA II – PLATE II**

1. Klinopiroksenit. Wzgórze Mnich. Pow. 60 × . Nikole skrzyżowane  
Clinopyroxenite. Mnich hill. Magn. 60 × . Crossed nicols
2. Schlorytowany klinopiroksenit. Wzgórze Mnich. Nikole skrzyżowane. Pow. 60 × .  
Chloritized clinopyroxenite. Mnich hill. Crossed nicols. Magn. 60 ×
3. Minerale nieprzezroczyste w klinopiroksenicie. Wzgórze Mnich. Pow. 65 × . Bez analizatora  
Opaque minerals in clinopyroxenite. Mnich hill. No analyser. Magn. 65 ×
4. Wygięte ślady oddzielności wzdłuż (100) w diallagu z proksenitów. Pow. 85 × . Bez analizatora  
Bent (100) cleavage of diallage in clinopyroxenite. Magn. 85 × . No analyser



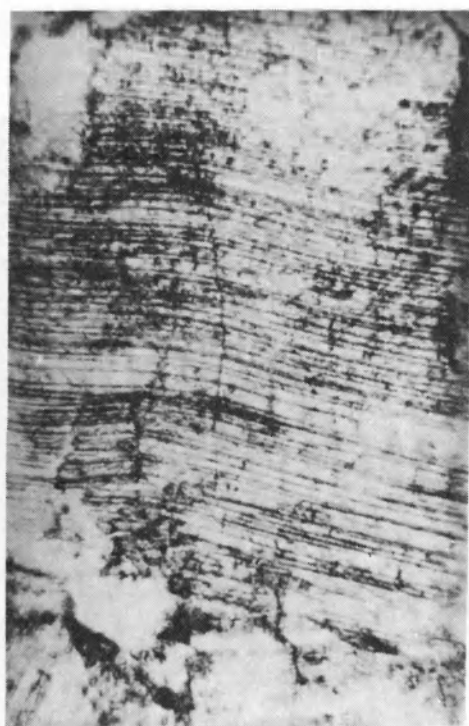
1



2



3



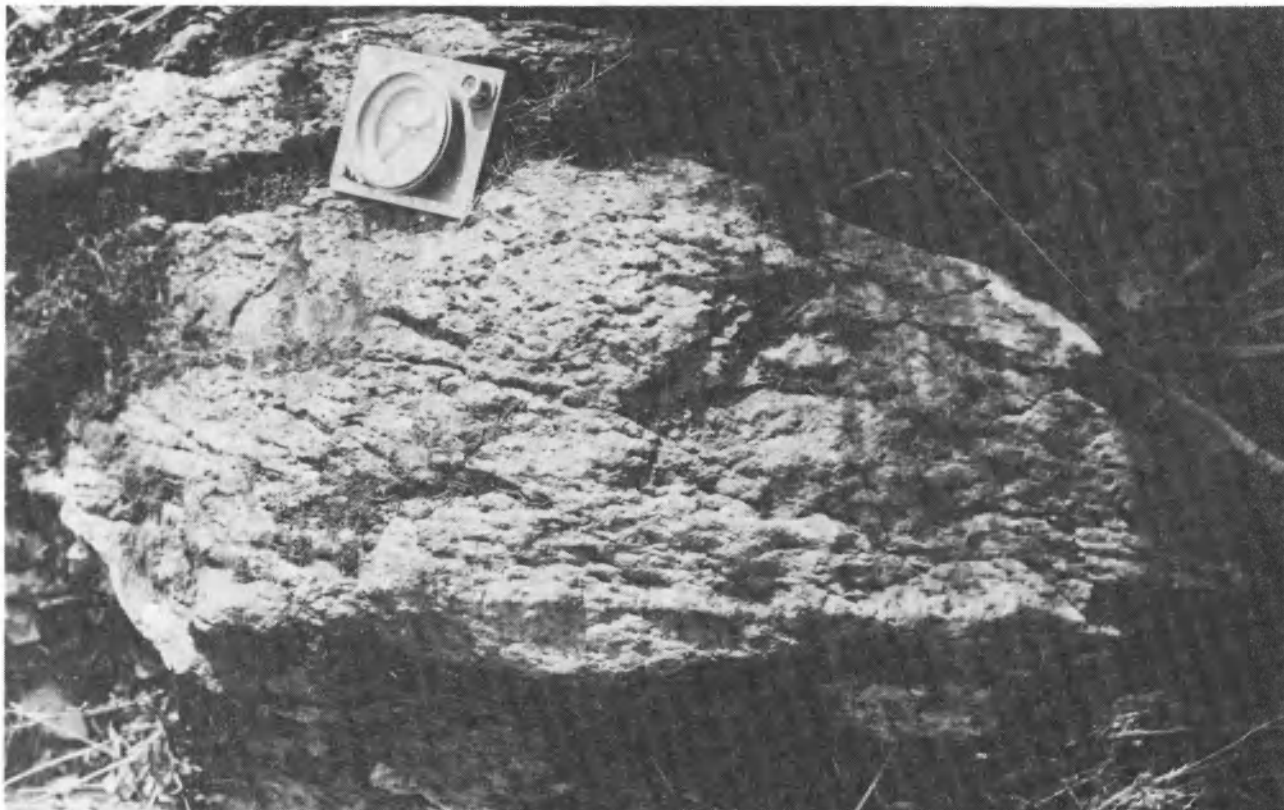
4

Piotr GUNIA – Petrologia skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (blok przedsudecki)  
Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block)

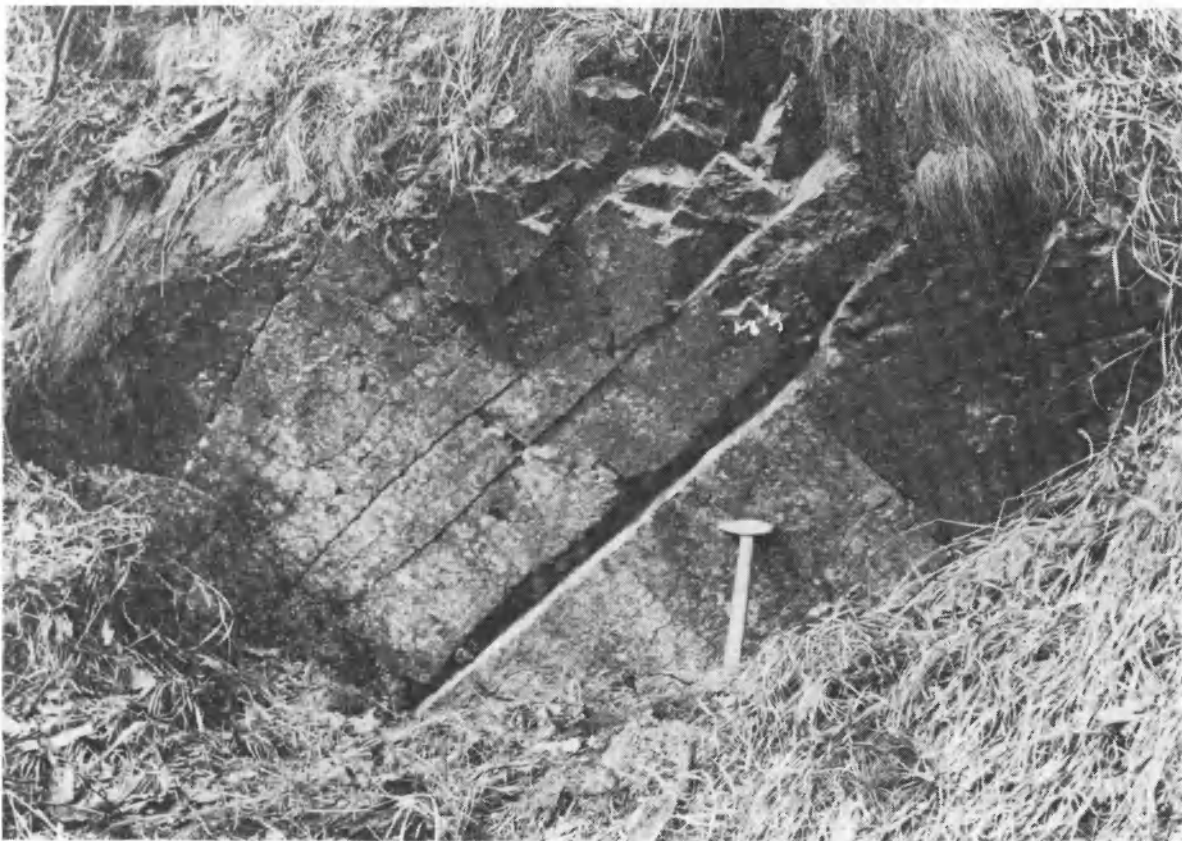
**PLANSZA III – PLATE III**

1. Serpentyt „ścięciowy”. Szczyt wzgórza Mnich  
Sheared serpentinite. The top of the Mnich hill
2. Serpentyt o strukturze masywnej. Południowe zbocze wzgórza Mnich  
Massive serpentinite. Southern slope of the Mnich hill

*Fot. (photo) J. Stachowiak*



1

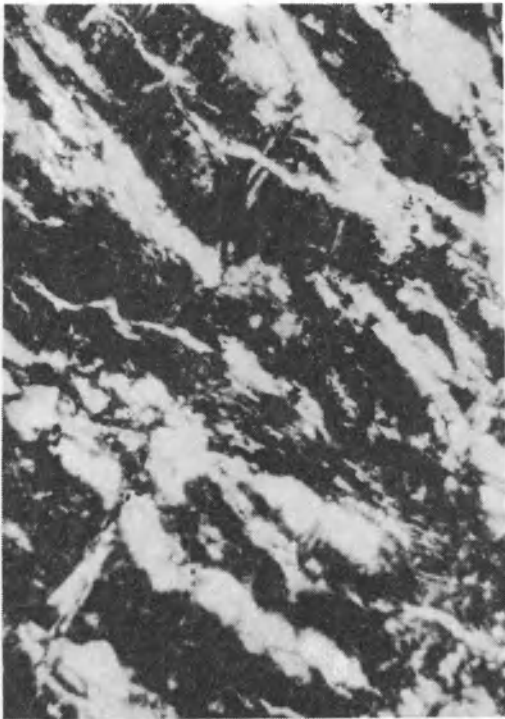


2

Piotr GUNIA — Petrologia skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (blok przedsudecki)  
Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block)

**PLANSZA IV — PLATE IV**

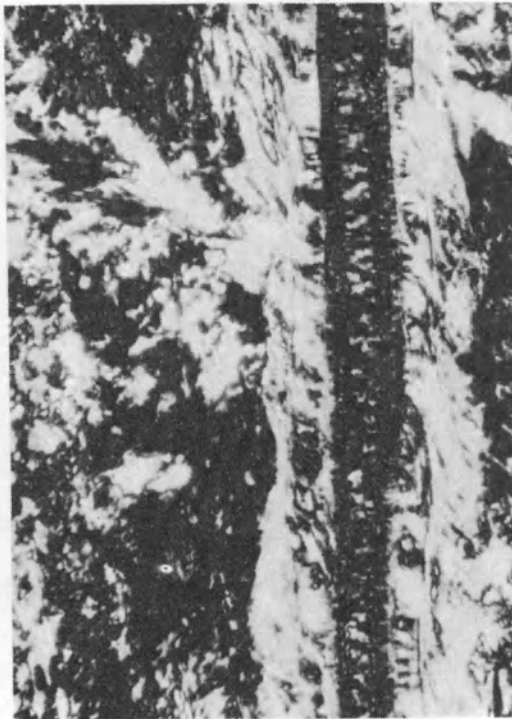
1. Serpentyinit o strukturze żyłkowej. Wzgórze Grochowiec. Nikole skrzyżowane. Pow. 60 × .  
Serpentine with veins texture. Grochowiec hill. Magn. 60 × . Crossed nicols
2. „Warkoczowa” żyłka serpentynu w serpentynie. Wzgórze Grochowiec. Pow. 85 × . Nikole skrzyżowane  
Ribbon vein of serpentine in the serpentinite. Grochowiec hill. Crossed nicols. Magn. 85 ×
3. Żyłka serpentynu o budowie strefowej. Wzgórze Grochowiec. Pow. 85 × . Nikole skrzyżowane  
The zonality of the serpentine veins. Grochowiec hill. Magn. 85 × . Crossed nicols
4. Żyłki serpentynu typu „serrate” (ząbkowane). Wzgórze Grochowiec. Pow. 85 × . Nikole skrzyżowane  
„Serrate” veins of serpentine. Grochowiec hill. Magn. 85 × . Crossed nicols



1



2



3



4

Piotr GUNIA — Petrologia skal ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (blok przedsudecki)  
Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block)

**PLANSZA V — PLATE V**

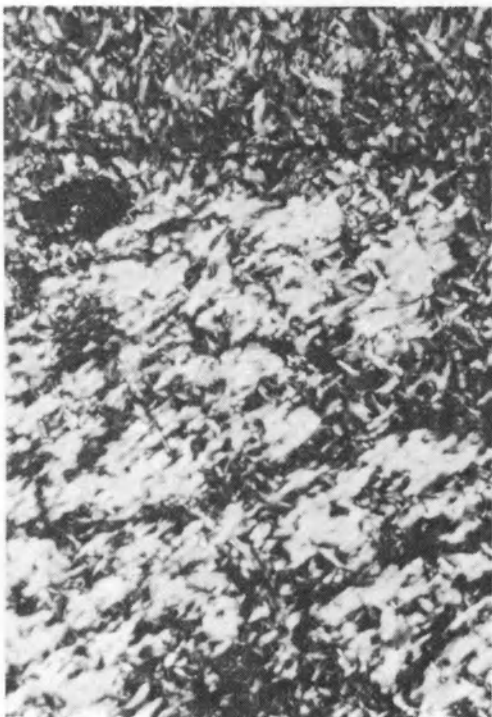
1. Antygoryt w serpentynie o strukturze płomykowej. Wzgórze Mnich. Pow. 85×. Nikole skrzyżowane (fot. J. Stachowiak)  
Antigorite in serpentinite of interpenetrating texture. Mnich hill. Magn. 85×. Crossed nicols
2. Serpentyt o strukturze płomykowej. Wzgórze Mnich. Nikole skrzyżowane. Pow. 65×  
Interpenetrating texture of serpentinite. Mnich hill. Magn. 65×. Crossed nicols
3. Bastyt popiroksenowy w serpentynie o strukturze rozetkowej. Wzgórze Mnich. Pow. 85×.  
Nikole skrzyżowane  
Bastite after pyroxene in serpentinite with interlocking texture. Mnich hill. Magn. 85×. Crossed nicols
4. Struktura rozetkowa serpentynitu. Wzgórze Mnich. Pow. 85×. Nikole skrzyżowane  
Interlocking texture of serpentinite. Mnich hill. Magn. 85×. Crossed nicols



1



2



3



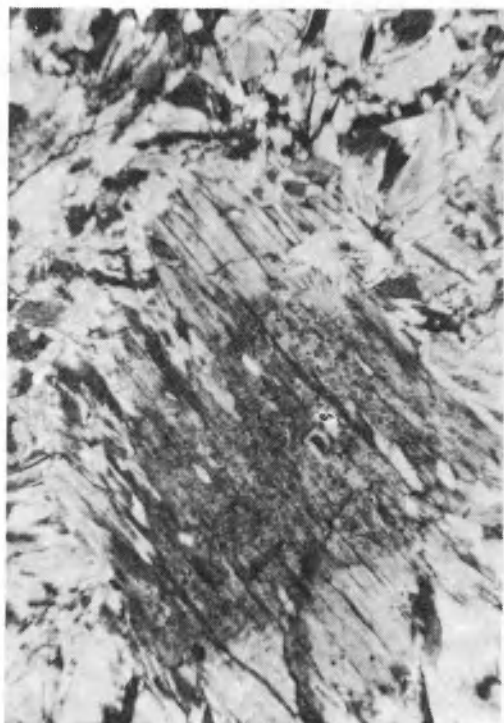
4

Piotr GUNIA – Petrologia skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (blok przedsudecki)  
Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block)



PLANSZA VI – PLATE VI

1. Zuralityzowany diallag w skale amfibolowej. Kopalnia Magnezytu „Konstanty”. Pow. 60×. Skrzyżowane nikole  
Uralitized diallage in amphibole rock. „Konstanty” magnesite mine. Magn. 60×. Crossed nicols
2. Klinopiroksenit. Kopalnia Magnezytu „Konstanty”. Pow. 60×. Nikole skrzyżowane  
Clinopyroxenite. „Konstanty” magnesite mine. Magn. 60×. Crossed nicols
3. Skała aktynolitowa. Kopalnia Magnezytu „Konstanty”. Pow. 60×. Nikole skrzyżowane  
Actinolite rock. „Konstanty” magnesite mine. Magn. 60×. Crossed nicols
4. Skała tremolitowa. Dawna kopalnia magnezytu pomiędzy wzgórzami Mnich i Grochowiec. Pow. 60×. Nikole skrzyżowane  
Tremolite rock. The old magnesite mine localized between the Mnich and Grochowiec hills. Magn. 60×. Crossed nicols



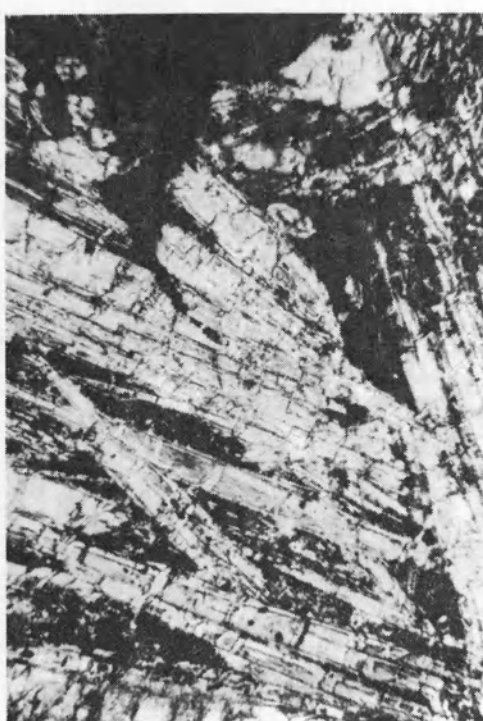
1



2



3



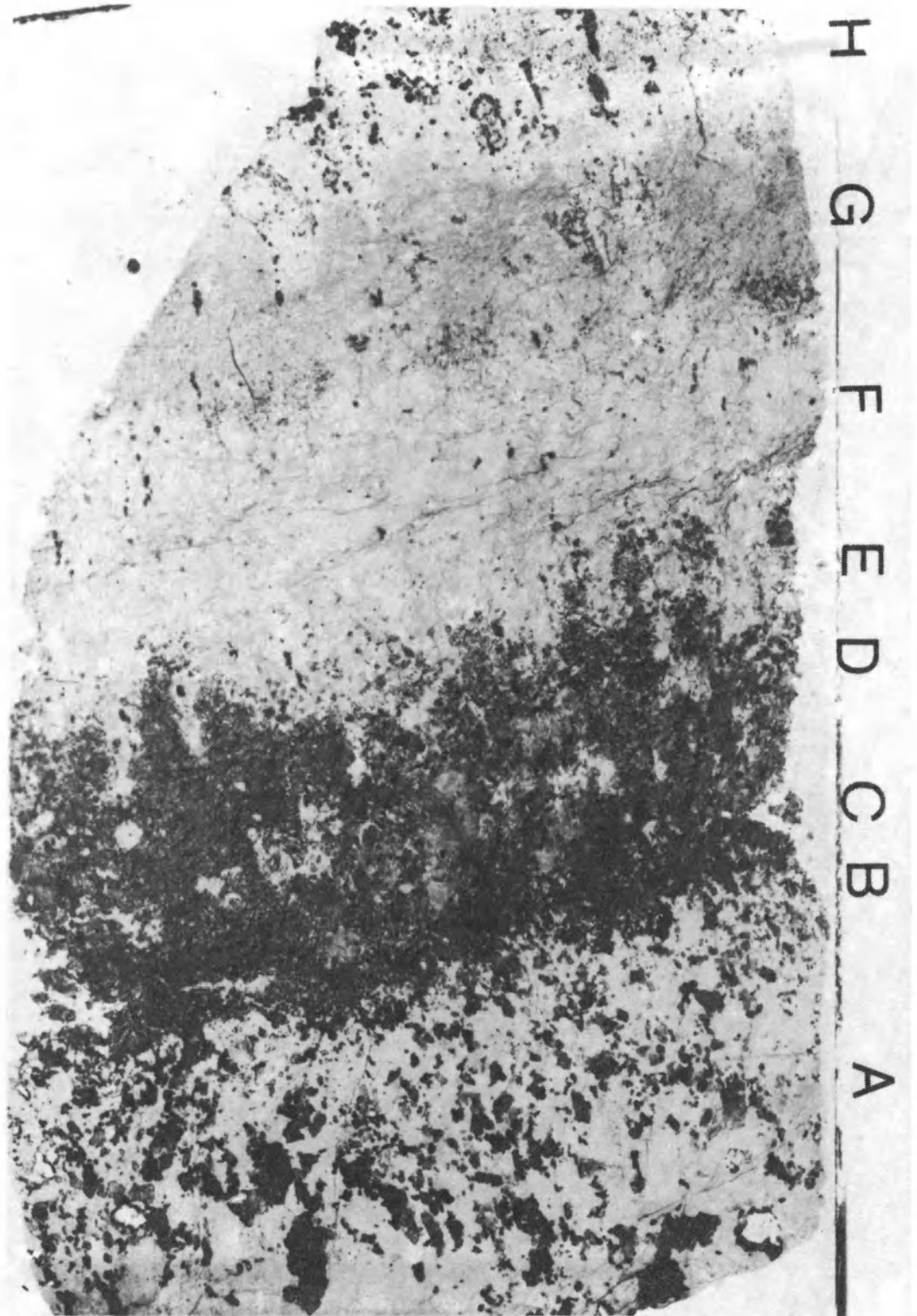
4

Piotr GUNIA — Petrologia skal ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (blok przedsudecki)  
Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block)

## PLANSZA VII – PLATE VII

Strefa kontaktu metagabro-serpentyt. Światło przechodzące. Pow. 10×. A – strefa plagioklazowo-piroksenowo-klinozojytowa; B – strefa klinopiroksenowo-chlorytowa; C – strefa klinopiroksenowa; D – strefa klinopiroksenowo-aktynolitowa; E – strefa aktynolitowo-wezuwianowa; F – strefa aktynolitowa; G – strefa aktynolitowo-antygorytowa; H – strefa antygorytowo-oliwinowa  
Contact zone between metagabbro and serpentinite rocks. Transmitted ordinary light. Magn. 10×.  
A – plagioclase-pyroxene-clinozoisite zone; B – clinopyroxene-chlorite zone; C – clinopyroxene zone; D – clinopyroxene-actinolite zone; E – actinolite-vesuvianite zone; F – actinolite zone; G – actinolite-antigorite zone; H – antigorite-olivine zone

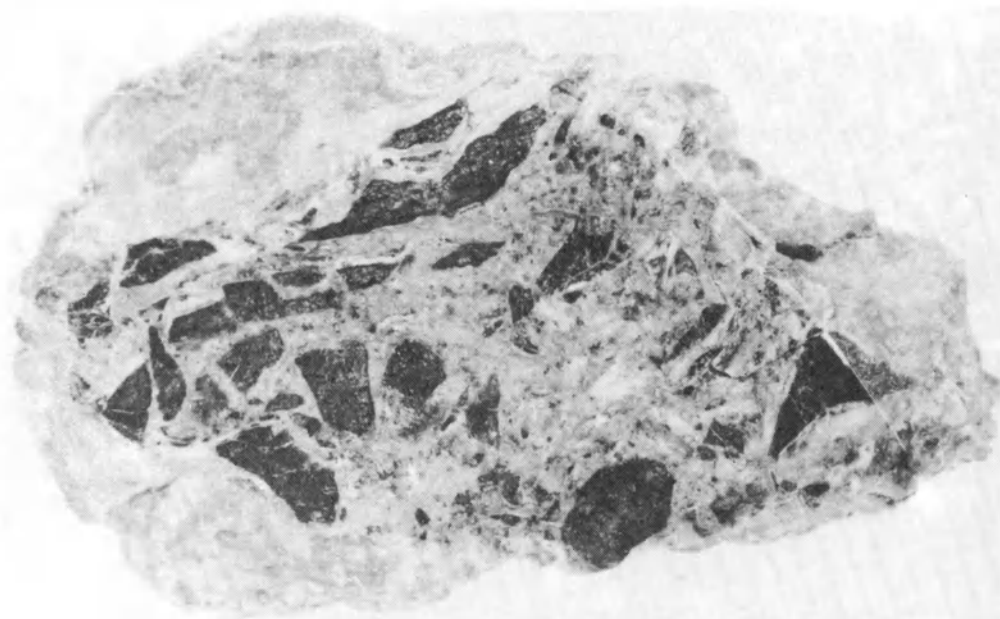
*Fot. (photo) J. Stachowiak*



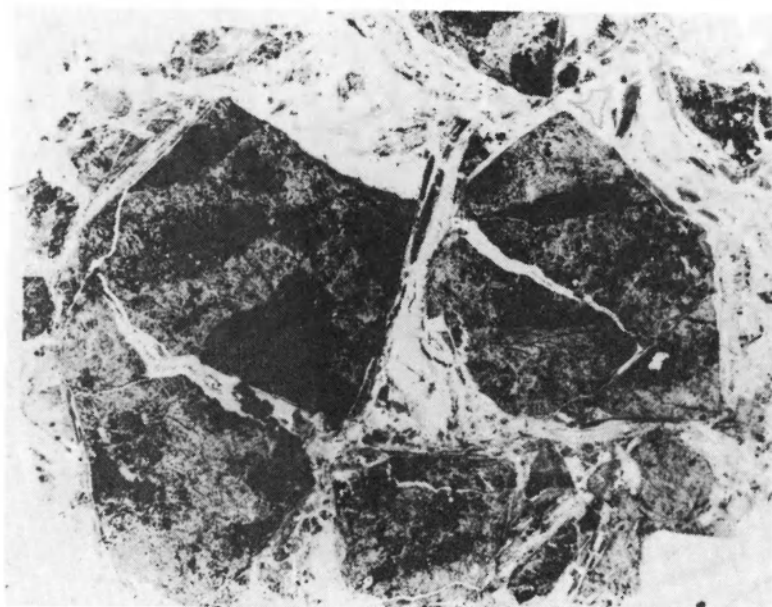
Piotr GUNIA — Petrologia skał ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (blok przedsudecki)  
Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block)

**PLANSZA VIII – PLATE VIII**

1. Brekcja serpentynitowo-chalcedonowa. Wzgórze Mnich. Wielkość naturalna (fot. J. Stachowiak)  
Serpentine-chalcedony breccia. Mnich hill. Natural size
2. Minerale nieprzezroczyste w brekcji serpentynitowo-chalcedonowej. Wzgórze Mnich. Pow. 10×.  
Bez nikoli  
Opaque minerals in serpentinite-chalcedony breccia. Mnich hill. No analyser. Magn. 10×



1



2

Piotr GUNIA — Petrologia ska ultrazasadowych z masywu Braszowic-Brzeźnicy (blok przedsudecki)  
Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block)