

Stanisław MACIEJEWSKI

Uwagi o serpentynitach Gór Kiełczyńskich na Dolnym Śląsku

WSTĘP

Masyw Sobótki, zaznaczający się na przedpolu Sudetów jako izolowane wyniesienie, zbudowany jest głównie ze skał zasadowych i ultrazasadowych. Największą powierzchnię zajmują serpentynity, ciągnące się na przestrzeni 20 km. Otaczają one łukiem, od południa i wschodu, górę Ślężę, zbudowaną z gabra, granitu i amfibolitu. Niewielkie występowanie serpentynitów znajduje się również dalej na północ, w północno-zachodniej części miasta Sobótki. Zachodnią część pasa serpentynitowego stanowią Góry Kiełczyńskie, które morfologicznie zaznaczają się w postaci niewysokiego grzbietu.

Serpentynity Gór Kiełczyńskich graniczą od północy z gabrem, a od północnego-zachodu z granitem masywu Strzegom—Sobótka, natomiast od południowego-zachodu i południa z gnejsami Gór Sowich. Granice i strefy kontaktów serpentynitu ze skałami krystalicznymi podłoża są przykryte utworami trzecio- i czwartorzędowymi, z tego powodu trudne są więc do bezpośredniej obserwacji.

Badania skał masywu Sobótki prowadzono już na przełomie XVIII i XIX w. (L. v. Buch, 1797; P. Kunowski, 1810). Późniejsze badania H. Traubego (1884) i L. Finckha (1923) dotyczyły głównie genezy i wieku serpentynitów, gabra i amfibolitów oraz ich stosunku do gnejsów i granitów. Charakterystykę petrograficzną skał ultrazasadowych z kopalni chromitu w Tapadłach i kopalni magnezytu w Sobótkce podał K. Spangenberg (1943, 1949a, b).

W pracy niniejszej podano analizę petrograficzną serpentynitów Gór Kiełczyńskich, stosunkowo najmniej poznanego pasma masywu Sobótki.

Materiał z 30 odsłoneń i 2 otworów wiertniczych zebrano w latach 1958/1959. Ich rozmieszczenie w terenie, wraz z zaznaczeniem poszczególnych typów skalnych, obrazuje fig. 1. Studia mikroskopowe przeprowadzono na 120 płytkach cienkich, z których planimetrem objęto 18 próbek. Przy oznaczaniu kąta — 2V oraz ściemniania — z/γ posłużono się stolikiem uniwersalnym. Analizy chemiczne wykonane zostały w Pracowni Geochemicznej Dolnośląskiej Stacji Terenowej IG, pod kierownictwem mgr H. Pendiasa.

Wyrażam podziękowanie mgr Z. Gajewskiemu za życzliwe ustosunkowanie się i udostępnienie mi próbek wiertniczych oraz mgr T. Morawskiemu za koleżeńską pomoc przy redakcji tego opracowania.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Serpentynity na omawianym terenie odsłaniają się w licznych łomach oraz tworzą skałki. Są to przeważnie skały afanitowe, o barwie zielonej, zielonoszarej do prawie czarnej, odznaczające się dużą twardością i zwięzłością. Zwietrzałe są krucho i mają jasny odcień. Gęste spękania serpentynitów sprzyjają tworzeniu się ostrokrawędzistych bloczków. Spękania te wypełnione są niekiedy żyłkami chryzotyłu, włóknistym antygorytem lub magnezytem.

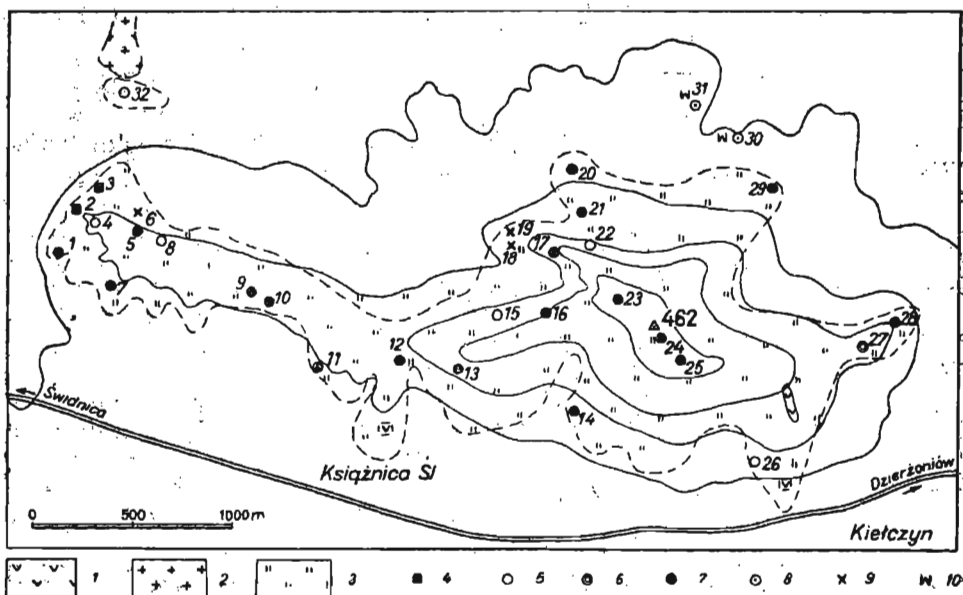


Fig. 1. Szkic geologiczny Gór Kiełczyńskich (według L. Finckha, 1920)

Diagrammatic geological map of Kiełczyn Mts. (after L. Finckha, 1920)

1 — apłity i lamprophyry; 2 — granity; 3 — serpentynity. Miejsca pobrania próbek: 4 — łupek węglanowo-talcowy; 5 — serpentynit węglanowy; 6 — serpentynit chryzotylowy; 7 — serpentynit antygorytowy; 8 — perydotyt tremolitowy; 9 — perydotyt dialagowy; 10 — otwór wiertniczy

1 — applites and lamprophyres; 2 — granites; 3 — serpentinites. Localities of collecting samples: 4 — carbonate-talc schist; 5 — carbonate serpentinite; 6 — chrysotile serpentinites; 7 — antigorite serpentinite; 8 — tremolite serpentinite; 9 — diallage peridotite; 10 — bore-hole

Na podstawie analizy mikroskopowej wyróżniono w badanych serpentynitach kilka odmian petrograficznych, a mianowicie: serpentynit antygorytowy, węglanowy i chryzotylowy. Wśród serpentynitów zachowały się relikty pierwotnych skał — perydotyty dialagowe i tremolitowe, w znacznym stopniu objęte również serpentynizacją. Ilość zachowanych w niej pierwotnych składników wynosi 40÷60% objętości skały.

Wyglądem makroskopowym nie różnią się one zasadniczo od serpentynitów.

Wzdłuż większych stref dynamicznie zaburzonych obserwuje się zbrekowanie serpentynitów i wtórną rekrytalizację. Powstałe brekieje składają się z płaskowypukłych odłamków serpentynitu, otoczonych azbestem antygorytowym i ziarenkami magnezytu, niekiedy w towarzystwie chryzotyłu. W niektórych strefach dynamicznych pojawia się łupek węglanowo-talkowy.

Występujące w serpentynitach żyły aplitowe i lamprofirowe genetycznie wiążą się ze skałami kwaśnymi (L. Finckh, 1920) i dlatego nie będą tu omawiane.

Szczegółową analizę skał należy rozpocząć od perydotytów, choć ilościowo odgrywają one rolę podrzędną.

Perydotyt dialagowy jest skałą drobnoziarnistą, o budowie masywnej i barwie szarzielonej lub szaroczarnej. W mikroskopie wykazuje on strukturę hipautomorficznieziarnistą, teksturę bezładną oraz w znacznym stopniu zaawansowany proces serpentynizacji.

Oliwin, będący głównym składnikiem skały, stanowi około 50% objętości. Tworzy najczęściej izometryczne ziarna o przeciętnej średnicy 2 mm. Jest to prawie czysty forsteryt, o kącie $2V\gamma = 8t \div 8s^\circ$ i dwójkrotności około 0,036. Serpentynizacja oliwinu zaznacza się w jego spekaniach i postępuje od brzegu ziarna. Antygoryt wypętnia spekania, nadając skale typową strukturę siatkową (tabl. I, fig. 5), lub w postaci pojedynczych włókien krystalizujących w szczelinach wżera się wewnątrz oliwinu. Tworzenie się agregatów oliwinowych o mozaikowym wygaszaniu światła spowodowane jest kataklazą. Silne rozdrobnienie i smugowe ułożenie oliwinów wokół większych, zaokrąglonych ziarn wskazuje natomiast na mylonityzację (tabl. I, fig. 6).

Piroksen reprezentowany jest przez dialag, charakteryzujący się kątem wygaszania $z/\gamma = 43 \div 45^\circ$. Jego ksenomorficzne ziarna występują między oliwinami, a czasem tworzą przerosty ze spinelem chromowym. Podzielność dialagowa, według (100), zaznacza się nie tylko na świeżych ziarnach, ale nawet w pseudomorfozach kieruje ułożeniem wtórnie powstającego magnetytu (tabl. I, fig. 7). Część piroksenów wykazuje zmiany dynamiczne, objawiające się rozkruszeniem ziarn i mozaikowym wygaszaniem.

Spinel chromowy ma skład chemiczny zbliżony do pikotyту (według analiz podanych przez K. Spangenberg, 1943). Występuje on w niewielkich ilościach, tworząc nieregularne, zaokrąglone ziarna lub granofirowe przerosty z oliwinem i piroksenem. W partiach jądrowych prześwieca przeważnie barwą czerwonobrunatną; części zewnętrzne ziarn oraz strefy wzdłuż spekań są czarne i nieprzejrzyste. Tworzenie się nieprzejrzystego spinelu chromowego związane jest z procesem autohydratyzacji, gdzie dochodzi do wzbogacenia pierwotnego spinelu w człon magnetytowy, przy równoczesnym odprowadzeniu glinu i magnezu do powstających chlorytów (K. Spangenberg, 1943).

Z chlorytów najpospolitszy jest klinochlor, wykształcony w postaci drobnych, bezbarwnych blaszek, które obrastają lub przerastają ziarna spinelu chromowego (tabl. I, fig. 8). Rzadszy jest pennin, zawsze blade-

zielonawy, tworzący izotropowe lub słabo dwójłomne obwódki wokół ziarn spinelu.

Minerały węglanowe, tworzące ziarna lub niewielkie skupienia, reprezentowane są najczęściej przez magnezyt, zawierający niekiedy niewielką domieszkę żelaza i wapnia. Brunatne agregaty, stanowiące pseudomorfozy po dialagach, wypełnia natomiast brojneryt.

W partiach dynamicznie zmienionych i w szczelinach łupliwości minerałów pojawia się wtórny magnetyt, wydzielony podczas procesu serpentynizacji. Tworzy on ciemne smugi i skupienia drobnych ziarenek lub pyłków.

Perydotyt tremolitowy jest skałą o budowie masywnej i barwie szarzielonej. Czarne plamy pochodzą od skupień tlenków żelaza. Megaskopowo, wśród afanitowej masy, można wyróżnić połyskujące włókienka amfibolu. Struktura skały jest hipautomorficznie ziarnista, w partiach silniej serpentynizowanych, siatkowa.

Amfibol stanowi około 10% objętości skały. Jest to bezbarwny tremolit o kącie $2V_c = 84^\circ$ i kącie ściemniania $z/\gamma = 18-20^\circ$. Występuje w postaci pojedynczych osobników, długości do 2 mm lub tworzy agregaty, składające się z drobnych słupków i ziarenek. Automorficzne osobniki, o dobrze rozwiniętych ścianach słupa, i osobniki o pręcikowym wykształceniu występują często wewnątrz oliwinów lub je przerastają. W słupkach tremolitu spotykane są ziarna oliwinów (tabl. I, fig. 9) oraz pył magnetytu, tworzący ślady zarysów pierwotnych piroksenów. Agregaty drobnoziarnistego tremolitu (tabl. I, fig. 10) oraz towarzyszące mu liczne ziarenka magnetytu powstają po piroksenie, który w całości uległ rozkładowi. W strefach dynamicznie zaburzonych tremolit wykształcony jest w postaci zmierzwionych włókienek. Wrostki oliwinu w automorficznych słupkach tremolitu, przerastanie oliwinów przez pręcikowo wykształcony tremolit oraz skupienia tremolitu po ksenomorficznym piroksenie najwyżej wskazują, że amfibol ten krystalizuje jako ostatni, wypierając piroksen i częściowo oliwin.

Nasuwający się z obserwacji mikroskopowych wniosek, nie pokrywa się z poglądem K. Spangenberg, dotyczącym dunitu tremolitowego z kopalni magnezytu w Sobótce. Badacz ten przyjął następującą kolejność krystalizacji składników mineralnych skały: chromit, tremolit, oliwin. Amfibolowi, który zaliczył do szeregu tremolit-edenit, przypisał więc wcześniejszą krystalizację niż oliwinowi, opierając się na jego automorfizmie i częstym występowaniu w postaci wrostków w oliwinie. Wydaje się jednak, że skupienia tremolitowe, opisane przez K. Spangenberg, to zapewne nie pierwotne przed oliwinem wykrystalizowane amfibole, ale wtórne agregaty po całkowicie rozłożonym piroksenie. Wybitny zaś automorfizm niektórych osobników tremolitu, a nawet wrostki tego minerału w oliwinie, nie są wystarczającym dowodem wcześniejszego jego powstania przed oliwinem. Należy przyjąć, że w czasie reakcji pierwotnych składników skały z roztworami późnomagmowymi, w zmienionych warunkach fizyczno-chemicznych, oliwin i piroksen były fazami już nietrwałymi. Wysoka energia krystalizacji amfibolu, powstającego kosztem piroksenu i oliwinu, była wystarczającą przyczyną wykształcenia się automorficznych zarysów tremolitu, jego dużych osobników, przenikających wcześniejsze minerały, a nawet kry-

stalizacji wewnątrz ziarn oliwinu. Krystalizacja tremolitu, jako ostatniego po oliwinie i piroksenie, ma także swoje uzasadnienie teoretyczne (szereg reakcyjny Bowena).

Oliwin występuje w zmiennych ilościach, najczęściej stanowi około 30% objętości skały. Jest to forsteryt o kącie $2V\gamma$ około 86° . Ziarna jego, wielkości niekiedy do 5 mm, rozczłonkowane zostały siateczką antygorytową na agregaty drobnoziarniste o jednakowym wygaszaniu światła, bądź na mozaikę w partiach wykazujących silniejsze zmiany tektoniczne.

Antygoryt występuje w postaci drobnych, bladezielonawych blaszek, niekiedy zaś tworzy agregaty skrytokrystaliczne. Wypełnia on także spękania w oliwinie i tremolicie, tworząc zazwyczaj w obu tych minerałach ciągłą, choć nieregularną siatkę. Większe beładne skupienia i smugowe nagromadzenia minerałów serpentynowych związane są ze strefami tektonicznego zaangażowania.

Talk występuje w pojedynczych, bezbarwnych blaszkach lub nieregularnych skupieniach. Rozwija się w partiach antygorytowych lub po tremolicie, po którym tworzy pseudomorfozy, otoczone niekiedy kryptokrystalicznymi skupieniami węglanów.

Klinochlor jest dość częsty. W niektórych partiach skały tworzy niewielkie gniazda, zbudowane z drobnych blaszek. Ponadto spotykany jest wokół spinelu chromowego, który występuje w owalnych czarnych ziarnach, rzadziej w granofirowych zrostach z oliwinem. Magnetyt w postaci drobnego pyłu jest rozproszony w partiach antygorytowych, w postaci większych ziarenek występuje w skupieniach tremolitowych. Rzadko pojawiają się większe ziarna węglanów.

Serpentynit antygorytowy ma zabarwienie szarozielone, niekiedy szaroczarne. Skała jest afanitowa, w partiach jasnozielonych widoczne są natomiast skupienia tlenków żelaza.

Główny składnik — antygoryt — występuje w postaci bardzo drobnych, bezbarwnych lub bladezielonawych blaszek. Nadaje on skale typową strukturę lepidoblastyczną, teksturę beładną lub reliktową. Tam gdzie zachowana jest struktura siatkowa, antygoryt tworzy zarówno siateczkę, jak pseudomorfozy po oczkach oliwinowych, wykształcone w postaci klepsydralnej lub elipsoidalnej (tabl. II, fig. 11). Często obserwuje się spłaszczenie i wydłużenie oczek antygorytowych, niekiedy nawet ich słaby kierunek. Są to objawy świadczące o zaangażowaniu tektonicznym, które musiały być wcześniejsze niż serpentynizacja samych oczek. W partiach dynamicznego zaangażowania, blaszki antygorytu są większe i lepiej wykształcone. Również i w słupkach tremolitu można obserwować dwuetapowość serpentynizacji. W pierwszym etapie antygoryt wypełnia szczeliny, w drugim pozostałą część słupków (tabl. II, fig. 12). W skałach, gdzie proces serpentynizacji miał charakter jednoetapowy, objął on równocześnie całe ziarna pierwotnych minerałów, a antygoryt utworzył agregaty beładnie splątanych blaszek. W innych partiach antygoryt powstał w delikatnych spękaniach oliwinów, prawie prostopadłych względem siebie (tabl. II, fig. 13). Proces ten prowadził do zastąpienia całych ziarn pierwotnego oliwinu delikatną, równą kratką antygorytu. W ten sposób przebiega także proces serpentynizacji dia-

łagów. Tego rodzaju tekstury przyjmowane były przez H. Traubego (vide L. Finckh, 1928) za pseudomorfozy po piroksenach. K. Spangenberg (1949a) zwrócił uwagę, że mogą one powstawać również po oliwinach.

Z innych minerałów występują: spinel chromowy, magnetyt, chloryt, węglany oraz relikty oliwinów i dialagów.

Serpentynit węglanowy jest skałą afanitową, barwy od ciemno- do jasnozielonej, z żółtoszarymi plamkami węglanów, które po wyługowaniu pozostawiają dziury.

Głównym składnikiem jest antygoryt, wykształcony podobnie jak w serpentynicie antygorytowym. Niekiedy spotyka się odmiany wielobłazkowe.

Minerały węglanowe, zajmujące powyżej 10% objętości skały, mają wykształcenie ksenomorficzne. Reprezentowane są przez magnezyt, rzadziej brojneryt. Drobne, izometryczne lub wydłużone ziarna tworzą niewielkie skupienia, bądź pseudomorfozy po piroksenach. W niektórych partiach skrytokrystaliczne węglany impregnują całą skałę, wypierając antygoryt (tabl. II, fig. 14). W serpentynitach o strukturze siatkowej zajmują one miejsce siateczki, oczka natomiast pozostają wypełnione antygorytem. Ta intensywna działalność CO_2 , która zaznacza się w sąsiedztwie stref dynamicznie zaburzonych, wiąże się z końcowym etapem procesów pomagmowych.

Z innych minerałów występują: oliwin — w postaci nielicznych reliktyw, czarne ziarna spinelu chromowego oraz drobne ziarenka magnetytu, skupiającego się w pseudomorfozach węglanowych po piroksenie.

Serpentynit chryzotylowy niewiele różni się od serpentynitu antygorytowego, zarówno wyglądem makroskopowym, jak i mikroskopowym. Głównym minerałem jest tu również antygoryt, tworzący gęstą, beładnie spletaną tkaninę. Drugim składnikiem jest chryzotyl, którego udział nie przekracza jednak 10% objętości skały. Występuje on w postaci zielonawych agregatów, zbudowanych z delikatnych włókienek (tabl. II, fig. 15) oraz wypełnia drobne szczelinki, gdzie włókienka jego ułożone są skośnie do powierzchni ścian.

Łupek węglanowo-talkowy jest skałą szarozieloną, o strukturze łupkowej i strukturze grano-lepidoblastycznej. Tło skalne stanowi talk, wykształcony w bezbarwnych, bardzo drobnych, silnie zmierzwiionych łuskach (tabl. II, fig. 16). Węglany natomiast występują w pojedynczych ziarnach lub w soczewkowatych skupieniach. Ksenomorficzne ziarna węglanów mają kształty izometryczne lub wydłużone. Zazwyczaj usiane są licznymi, drobnymi grudkami tlenków żelaza, których większą obfitość obserwuje się w pseudomorfozach po piroksenie. W niewielkich ilościach występuje antygoryt w postaci drobnych blaszek, skupionych w gniazda. W niektórych jednak partiach skał antygorytu jest więcej, a ilość talku jest wówczas znacznie zredukowana. Z minerałów akcesorycznych występuje spinel chromowy, w czarnych izometrycznych ziarnach.

Rzeczywisty skład mineralny (w % objętościowych) wyżej opisanych skał przedstawiony jest w tabeli 1. Z przytoczonych analiz 9 przypadają na serpentynit antygorytowy, który w budowie Gór Kieleczyńskich od-

Rzeczywisty skład mineralny w % objętościowych

Składniki	Serpentyt antygorytowy									Perydotyt				Serpentyt			Łupek węglanowo-talkowy	
										dialagowy		tremolitowy		węglanowy	chryzotylowy			
	Nr próbki																	
	1	11	14	12	10	24	7	20	23	18	6	30	31	26	8	27	2	3
Antygoryt	95,1	89,8	91,2	90,8	90,2	92,0	85,0	84,2	81,4	42,1	36,5	44,1	42,5	82,7	69,3	84,7	0,5	36,2
Chryzotyl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,2	—	—
Oliwin	—	—	—	1,4	0,8	5,3	10,3	5,2	9,3	49,5	54,5	30,7	33,7	—	9,2	—	—	—
Dialag	—	—	—	—	6,2	—	—	6,5	2,5	2,9	3,4	—	—	—	—	—	—	—
Chloryt	0,8	0,7	0,5	—	—	—	—	—	—	—	1,0	2,2	1,1	—	—	—	—	—
Spinel chromowy	3,0	1,1	1,2	1,6	1,2	0,7	2,8	2,7	2,9	3,9	1,5	1,3	0,7	1,2	2,9	1,1	—	—
Tlenki żelaza	1,1	1,5	0,3	—	1,3	—	1,5	1,0	1,4	0,7	1,2	1,6	2,1	1,3	2,6	2,3	1,1	2,1
Węglany	—	6,9	6,8	6,2	0,3	2,1	0,4	0,4	2,5	0,9	1,9	1,2	0,3	14,8	16,0	2,7	50,0	49,9
Talk	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,7	10,2	—	—	—	48,4	11,8
Tremolit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,2	9,4	—	—	—	—	—
Suma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pierwotny skład mineralny w % objętościowych																		
Oliwin	80,0	80,9	91,7	86,3	88,6	97,3	88,6	89,4	90,7	88,3	89,8	84,3	85,1	—	—	—	—	—
Dialag	16,2	17,6	7,1	12,1	8,6	2,0	8,6	7,9	6,4	7,8	7,5	—	—	—	—	—	—	—
Spinel chromowy	3,8	1,5	1,2	1,6	2,8	0,7	2,8	2,7	2,9	3,9	2,7	1,3	0,8	—	—	—	—	—
Tremolit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,4	14,1	—	—	—	—	—
Suma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	—	—	—	—	—

Wyniki analiz chemicz-

Składniki	Skała oliwinowa*	Dunit*	Perydotyt dialagowy*	Perydotyt		
				tremolitowy	dialagowy	
				30	18	24
SiO ₂	42,73	41,36	40,92	40,08	41,28	40,78
TiO ₂	śl.	—	—	0,20	0,27	0,20
Al ₂ O ₃	0,61	1,21	1,99	0,80	0,66	1,03
Fe ₂ O ₃	3,43	9,18	3,82	3,80	6,19	5,90
FeO	4,99	—	4,52	3,87	1,60	1,57
MnO	—	0,10	—	0,09	0,09	0,04
MgO	45,21	42,90	39,60	39,54	40,92	40,09
CaO	0,93	1,34	1,59	2,20	0,19	0,33
Na ₂ O	—	0,04	0,05	0,65	0,31	0,29
K ₂ O	—	0,04	0,37	0,06	0,08	0,11
H ₂ O—	0,09	0,16	0,42	0,74	0,30	0,22
H ₂ O+	1,75	1,94	6,55	7,35	8,20	8,43
Cr ₂ O ₃	0,54	0,15	0,52	0,37	0,31	0,39
NiO	—	0,15	—	0,20	0,23	0,21
P ₂ O ₅	—	0,04	—	—	śl.	—
CO ₂	—	1,40	—	0,48	—	0,95
S	—	0,50	—	—	—	—
Suma	100,28	100,51	100,35	100,43	100,63	100,54
C. wł.	3,19	3,160	2,94	2,826	2,801	2,796

* Na podstawie opracowania H. S. Washingtona: Chemical analyses of igneous rocks, 1917, p. 738, 926.

grywa rolę dominującą. Z innych skał, które nie mają szerszego rozprzestrzenienia, zamieszczono 1 lub 2 analizy.

W składzie mineralnym analizowanych skał antygoryt jest obecny we wszystkich skałach, a w serpentynitach stanowi główny składnik. W perydotytach jest on dość obfity, a niekiedy jest go więcej niż oliwinu. W skałach tektonicznie zdeformowanych ilość antygorytu zwykle ulega redukcji na korzyść talku, a mniej lub bardziej obfite impregnacje węglanowe zmniejszają ogólną zawartość krzemianów w skałach. Chryzotyl pojawia się sporadycznie w skałach badanego obszaru. Oliwin w perydotytach występuje w zmiennej ilości około 30÷50%, w serpentynitach spotykany jest natomiast dość często, jednak w ilościach nie przekraczających 10%. Ilość reliktyw dialagu w badanych skałach jest znacznie mniejsza niż oliwinu i maksymalnie osiąga 6,5%. Spinel chromowy i magnetyt są bardzo powszechne we wszystkich skałach. Chloryt w serpentynitach i perydotytach występuje w ilościach nie przekraczających 2,5%. Węglany są głównym składnikiem łupku węglanowo-talkowego (około 50%), w serpentynitach węglanowych zajmują pozycję drugorzędną (około 15%), w pozostałych skałach odgrywają niewielką rolę, acz-

Tabela 2

nych w % wagowych

Serpentynit						
antygorytowy		węglanowy	antygorytowy		chryzotylowy	
Nr próbki						
23	10	7	26	20	14	27
41,30	41,60	39,66	36,43	41,08	39,94	41,67
0,20	0,27	0,33	0,27	0,20	0,20	0,27
0,96	0,68	0,91	0,73	1,20	0,74	0,83
5,56	6,58	8,87	7,10	6,32	6,48	6,10
1,14	1,35	1,46	1,32	1,48	0,90	0,85
0,09	0,05	0,05	0,07	0,04	0,03	0,03
39,64	37,11	35,73	37,28	37,07	36,17	36,75
0,18	0,21	0,35	0,47	0,77	0,41	0,57
0,36	0,30	0,52	0,40	0,43	0,48	0,46
0,05	śl.	śl.	0,14	0,13	0,06	0,12
0,39	0,27	0,25	0,39	0,45	0,41	0,73
9,15	10,84	11,06	10,46	10,83	10,91	11,69
0,28	0,31	0,34	0,26	0,26	0,32	0,26
0,24	0,20	0,18	0,18	0,29	0,21	0,21
—	śl.	śl.	—	—	0,01	—
1,07	—	—	5,17	—	2,88	—
—	—	—	—	—	—	—
100,60	99,77	99,71	100,67	100,55	100,15	100,54
2,744	2,731	2,723	2,699	2,681	2,661	2,627

kolwiek spotykane są dość powszechnie. Talk i tremolit związane są z pewnymi określonymi typami skał, w których ilość ich waha się około 10%. W skałach łupkowych talku jest znacznie więcej (do 50%).

Na podstawie reliktyw i pseudomorfoz odtworzono w przybliżeniu pierwotny skład mineralny badanych skał. Tremolit potraktowany został jako minerał pierwotny, gdyż tworzył się jeszcze w fazie późnomagmowej. Z przytoczonych danych wynika, że w pierwotnej skale ilość oliwinu wahała się od 80 do 97%, dialagu od 0 do 17,6%, tremolitu od 0 do 14,4%, spinelu chromowego od 0,7 do 3,9%. Przyjmując nomenklaturę A. Johannsena (1938) można stwierdzić, że główną rolę wśród skał pierwotnych badanego rejonu odgrywały werlity, tworzące grzbiet Gór Kieleczyńskich. W brzeżnej, północnej partii miejsce piroksenu zajmuje tremolit, skała zaś zasługuje na nazwę oliwinitu amfibolowego. Dunity natomiast odgrywały rolę zupełnie podrzędną i tworzyły niewielkie wtrącenia w werlitach.

WYNIKI ANALIZ CHEMICZNYCH

W tabeli 2 przedstawiono wyniki analiz chemicznych skał pochodzących z badanego terenu (4—13) oraz analizy (1—3) zaczerpnięte z piśmiennictwa (H. S. Washington, 1917). Pierwsze trzy analizy reprezen-

tują skały niezmienione lub tylko w bardzo małym stopniu zaatakowane procesami serpentynizacji. Cechuje je niska zawartość H_2O+ , wysoka zawartość MgO oraz przewaga żelaza dwuwartościowego nad trójwartościowym. Ponadto mają one wysoki ciężar właściwy. Wyżej wymienionymi cechami różnią się one od większości analiz skał badanego obszaru (4—13). Wyjątek stanowi analiza 4, bardzo zbliżona do analizy 3, podana przez H. S. Washingtona.

Analizy skał badanego obszaru wykazują duże podobieństwa. Różnice w zawartościach niektórych składników wynikają głównie ze stopnia zaawansowania procesu serpentynizacji. SiO_2 wykazuje niewielkie wahania w granicach 41,67—39,66%. Spadek zawartości SiO_2 do 36,43% w analizie 10 spowodowany jest obecnością dużej ilości minerałów węglanowych. Zawartość MgO skupia się w dwóch przedziałach, między 40,92—39,54% i 37,28—35,73%. Większa ilość MgO wiąże się ze skałami, gdzie proces serpentynizacji zaczyna się rozwijać, mniejsza natomiast ze skałami, w których proces serpentynizacji jest zakończony lub prawie zakończony. H_2O+ , trzeci główny składnik skały po MgO i SiO_2 , wykazuje wahania w granicach 7,35—11,69%, przy czym najobfitszy jest w serpentynitach pozbawionych pierwotnych reliktyw. Na uwagę zasługuje zawartość 2,20% CaO w analizie 4. Tę kilkakrotnie wyższą zawartość CaO , w stosunku do pozostałych analiz, należy przypisać pojawieniu się tremolitu. CO_2 zachowuje się dość nieregularnie. W niektórych próbkach brak go zupełnie, w innych przekracza nawet 5%. Suma żelaza dwu- i trójwartościowego waha się w granicach 6,7—9,3%, przy czym żelazo trójwartościowe kilkakrotnie przeważa nad dwuwartościowym. Wyjątek stanowi analiza 4, gdzie jest zachowana równowaga między żelazem dwu- i trójwartościowym.

Przebieg serpentynizacji skał ultrazasadowych może być, w zależności od przyjętej hipotezy, opisany różnymi równaniami chemicznymi (J. Turner, J. Verhoogen, 1951; F. Rost, 1959). Niezależnie od przyjęcia takiego czy innego sposobu przedstawienia tego procesu, prowadzi on zawsze do wzbogacenia skały w H_2O+ , ustąpienia pewnych składników i w związku z tym do spadku ciężaru właściwego. Oba te zjawiska są ze sobą ściśle związane i mogą być traktowane jako miernik stopnia zaawansowania procesu i serpentynizacji. Figura 2 ilustruje zależność między ciężarem właściwym i zawartością wody związanej w skale. Zależność ta może być wyrażona funkcją, której graficznym odbiciem jest linia prosta. Funkcję tę wyliczono metodą najmniejszych kwadratów, w oparciu o dane analityczne z tabeli 2. Z faktu, że wyliczona funkcja pierwszego stopnia zgadza się w granicach normalnych odchyień z danymi wynikającymi z analiz, można wyciągnąć wniosek, że zarówno zawartość wody, jak i ciężar właściwy powinny być związane ze stopniem serpentynizacji funkcjami, które dałyby się wyrazić równaniami pierwszego stopnia. Zależność ta dla wody jest wprostproporcjonalna.

Figura 3 ilustruje zależność między zawartością wody (stopniem serpentynizacji) i zawartością tlenków Si i Mg. Dla ścisłego ujęcia tych zależności odliczono zawartość węglanów w postaci magnezytu. Figura 3 wyraża więc stosunki między fazami krzemianowymi skały. Dla obu badanych pierwiastków podano wykres rzeczywistej zawartości odpowiednio przeliczonych analiz oraz wykres funkcji zależności, wyliczonej me-

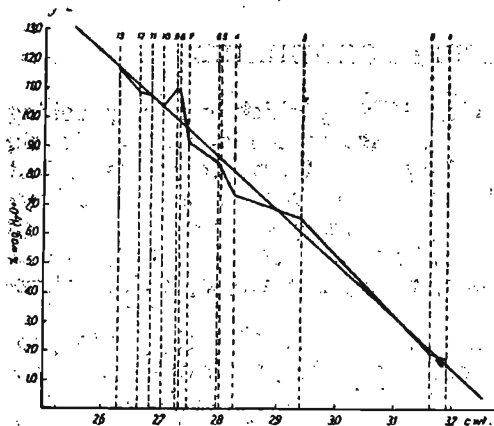


Fig. 2

Fig. 2. Zależność między ciężarem właściwym i zawartością wody związanej w skale
Interdependency between specific gravity and quantity of water contained in the rock

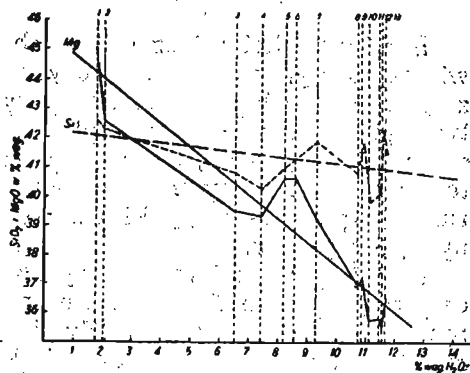


Fig. 3

Fig. 3. Zależność między zawartością wody i zawartością tlenków Si i Mg
Interdependency between content of water and content of Si and Mg oxides

rodą najmniejszych kwadratów. Zależności te dają się z wystarczającą dokładnością wyrazić liniami prostymi. Z przebiegu wykresów odpowiednich funkcji widać wyraźnie, że w miarę postępującego procesu serpentynizacji spada zawartość badanych tlenków, przy czym jednak spadek ten jest znacznie szybszy dla MgO niż dla Si. Odpowiednie równania mają postać:

$$\begin{array}{ll} \text{dla MgO} & y = -0,80 x + 45,64 \\ \text{dla SiO}_2 & y = -0,12 x + 42,28 \end{array}$$

x oznacza zawartość H₂O+ w fazie krzemianowej, y zawartość badanego tlenku w fazie krzemianowej.

Z rozważań powyższych wynika, że serpentynizacja pierwotnych skał Gór Kieleczyńskich mogła przebiegać według reakcji:



Uwolniony w czasie tej reakcji MgO w połączeniu z CO₂ daje magnetyt. Natomiast wtórny magnetyt, obecny we wszystkich serpentynitach, mógł powstać w reakcji:



W rzeczywistości zachodzą obie te reakcje, a biorąc pod uwagę złożoność procesu serpentynizacji, można przypuszczać, że pewne partie skał reagowały również według innych schematów.

WNIOSKI GENETYCZNE I PORÓWNANIE

Ewolucja skał ultrazasadowych Gór Kiełczyńskich miała przebieg wieloetapowy. Powstanie perydotytu dialagowego i dunitu wiąże się z główną fazą krystalizacji magmy. Perydotyt tremolitowy natomiast tworzył się kosztem perydotytu dialagowego i to w końcowej fazie krystalizacji magmowej, kiedy w brzeżnej partii masywu doszło do spadku temperatury i uaktywnienia H_2O i CaO . Trwałość tremolitu w tych warunkach powoduje szybki wzrost jego, mniej lub więcej automorficznych, osobników.

Dalszy spadek temperatury rozpoczyna nowy cykl i obejmuje procesy pomagmowe. Poprzedzone one jednak zostały procesami dynamicznymi, które pozostawiły ślady w postaci spękanych ziarn, a w niektórych partiach skalnych doszło do kataklazy lub nawet do mylonityzacji. Autometamorfoza w obrębie skał na całym obszarze Gór Kiełczyńskich nie przebiegała z równym nasileniem, a miejscami zaznacza się jej dwuetapowość. Pierwszy etap, który można uważać za wstęp do właściwej serpentynizacji, prowadzi w niektórych partiach perydotytów i dunitów do powstania struktur siatkowych. Właściwa serpentynizacja przypada na okres stabilności fazy antygorytowej. Perydotyt z siateczką antygorytową przekształca się w serpentynit, w którym antygoryt, rzadziej chryzotyl, tworzy pseudomorfozy po oczkach oliwinu. Perydotyty nie objęte w pierwszym etapie siateczką antygorytową zostają przeobrażone w serpentynity o teksturze bezładnej lub kratkowej. W wyniku tych procesów powstaje serpentynit antygorytowy i chryzotylowy. Działalność CO_2 prowadzi miejscami do karbonatyzacji dialagów, po których tworzą się często brunatne agregaty brojnerytu i do powstania ziarn lub skupień magnezytu w serpentynitach. Przy większych nagromadzeniach dochodzi do utworzenia serpentynitów węglanowych. W perydotycie tremolitowym, obok antygorytu, krystalizuje talk, a w niewielkich ilościach chloryt. W następnym etapie ruchy tektoniczne prowadzą do powstania dyslokacji, wzdłuż których utworzyły się strefy łupków węglanowo-talkowych i brekcji tektonicznych.

Dalsze przeobrażenia skał ultrazasadowych, z którymi wiąże się powstanie przemysłowych nagromadzeń magnezytu i minerałów nikielowych, przypisuje się młodszym procesom hydrotermalnym i wietrzeniowym (A. Reimers, 1934; K. Spangenberg, 1949b; K. Spangenberg, M. Müller, 1949; Z. Gajewski, 1959).

Krystalizacja magmy ultrazasadowej i proces serpentynizacji miały zapewne podobny przebieg w pozostałych częściach masywu Sobótki. W okolicy Tapadeł pierwotną skałą był również perydotyt dialagowy, w obrębie którego występował dunit (K. Spangenberg, 1943). W wyniku autohydratyzacji powstały serpentynity antygorytowe i węglanowe. Przeobrażenia i tu nie dobiegały do końca, gdyż często spotykane są perydotyty. W strefach zdyslokowanych występują skały węglanowo-talkowe. Środkowa część pasa serpentynitowego w rejonie Tapadeł wykazuje więc duże podobieństwo do partii grzbietowych Gór Kiełczyńskich. Dunit z kopalni magnezytu w Sobótkie jest podobny do perydotytu z północnej, brzeżnej części Gór Kiełczyńskich, a to ze względu na wystę-

powanie tremolitu i talku. W części wschodniej pasa serpentynitowego, gdzie wśród skał pierwotnych oprócz perydotytu dialagowego miał występować piroksenit (L. Finckh, 1928), proces autohydratyzacji był najintensywniejszy. Powstałe serpentynity, głównie antygorytowe, pozbawione są reliktyw pierwotnych minerałów i dlatego trudno jest odtworzyć charakter ich skał macierzystych.

Dolnośląska Stacja Terenowa IG

Nadesłano dnia 8 lipca 1961 r.

PIŚMIENNICTWO

- BUCH L. v. (1797) — Über die Gebirgsart des Zobtengebirges. Schlesische Provinzialblätter, 25.
- FINCKH L. (1920) — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Weizenrodau. Berlin.
- FINCKH L. (1923) — Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneisen und den Graniten. Jb. preuss. geol. L.—A. (1921), 42, p. 825—838. Berlin.
- FINCKH L. (1927) — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Zobten. Berlin.
- GAJEWSKI Z. (1959) — Nowo stwierdzone złożo magnezytu w rejonie Wir na Dolnym Śląsku. Prz. geol., 7, p. 268—272, nr 6. Warszawa.
- JOHANNSEN A. (1938) — A descriptive petrography of the igneous rocks, 4. The University of Chicago Press. Chicago, Illinois.
- KUNOWSKI P. (1810) — Der Zobtenberg. Schlesische Provinzialblätter, 52.
- REIMERS A. (1934) — Der schlesische Magnesit, Sein Vorkommen, seine Entstehung und Verwendung. Zs. pract. Geol., 42, p. 184—187. Berlin.
- ROST F. (1959) — Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. Freiburger Forschungshefte, [C], 58.
- SPANGENBERG K. (1943) — Die Chromerzlagerstätte von Tampadel am Zobten. Zs. pract. Geol., 51, p. 13—35. Berlin.
- SPANGENBERG K. (1949a) — Der Tremolitdunit von Galgenberg bei Zobten. Heidelberg. Beitr. Miner. Petrogr., 1, p. 529—535. Heidelberg.
- SPANGENBERG K. (1949b) — Die Zersetzungsprodukte des Olivins aus dem Muttergestein der Lagerstätte dichten Magnesits vom Galgenberg bei Zobten. Heidelberg Beitr. Miner. Petrogr., 1, p. 535—547. Heidelberg.
- SPANGENBERG K., MÜLLER M. (1949) — Die hydrothermale Zersetzung des Peridotits bei der Bildung der Magnesitlagerstätte am Galgenberg bei Zobten. Heidelberg. Beitr. Miner. Petrogr., 1, p. 547—559. Heidelberg.
- FRAUBE H. (1884) — Beiträge zur Kenntnis der Gabbros, Amphibolite und Serpentine des niederschlesien Gebirges. Greifswald.
- TURNER J., VERHOOGEN J. (1951) — Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York — Toronto — London.

Станислав МАЦЕЕВСКИ

ЗАМЕТКА О СЕРПЕНТИНИТАХ КЕЛЧИНСКИХ ГОР
В НИЖНЕЙ СИЛЕЗИИ

Резюме

Западную часть серпентинитовой зоны, распространенной в массиве Собутки, составляют Келчинские горы (фиг. 1). Выделяются здесь антигоритовый, карбонатный и хризотилковый серпентиниты (фиг. 2). Реликты первичных пород, диаллагового и тремолитового перидотита сохраняются в серпентинитах в небольших количествах. В дислокационных зонах появляется карбонатно-тальковый сланец. Действительный минералогический состав и восстановленный приблизительный первичный минералогический состав в объемных процентах представлен в таблице I. В состав диаллагового перидотита и дунита входил оливин (форстерит — $2V_p = 86 \div 88$), диаллаг ($z/\gamma = 43 \div 45$) хромовшпинель (пикотит), а в тремолитовом перидотите вместо диаллага встречается тремолит ($2V_a = 84$, $z/\gamma = 18 \div 21$). Антигорит является главным минералом всех серпентинитов, в то время как хризотил появляется только спорадически. Карбонаты встречаются почти повсеместно и представлены, в основном, магнезитом с примесью Са и Fe. Тальк сопутствует тремолиту. Большие скопления талька встречаются в карбонатно-тальковых породах. Весьма обычным является вторичный магнетит, рассеянный во всех разновидностях пород. Хлорит появляется в небольших количествах.

По химическому составу, исследуемые породы весьма однородны (таблица 2, а-лиз 4—13) и отличаются от слабо измененных аналогичных пород (а-лиз 1—3). Зависимость между H_2O^+ и уд. весом представляется на фиг. 3, а зависимость между основными компонентами породы приводится на фиг. 4. По мере развития процессов серпентинизации возрастает H_2O^+ , а уменьшается уд. вес и понижается содержание MgO и SiO₂.

Развитие ультраосновных пород Келчинских гор происходило по многоэтапным процессам. В результате магматической кристаллизации образовался диаллаговый перидотит с малыми вкраплениями дунита. Понижение температуры способствовало возникновению тремолитового перидотита. Кристаллизация тремолита происходит после оливина и пироксена и то за счет последних. Дальнейшее понижение температуры ведет к существенным постмагматическим процессам. Этим процессам предшествовали, однако, динамические процессы, которые местами вызвали даже милонитизацию пород. Автометаморфизм, весьма слабый в первом этапе, ведет к образованию сетчатых структур в перидотитах и дунитах. Во втором, весьма интенсивном этапе, происходит серпентинизация оливиновых вкраплений и образование серпентинитов с беспорядочной или решетчатой текстурой. В тремолитовом перидотите, кроме антигорита, образуется тальк и, в меньшем количестве, хлорит. Подчеркнутая деятельность CO₂ способствует образованию карбонатных серпентинитов и рассеянных зерен и скоплений магнезита в других типах серпентинитов. В последующем этапе тектонические движения приводят к возникновению дислокаций, вдоль которых образовались брекчии и карбонатно-тальковые сланцы.

Stanisław MACIEJEWSKI

REMARKS ON THE SERPENTINITES OF KIEŁCZYN MTS.
IN LOWER SILESIA

Summary

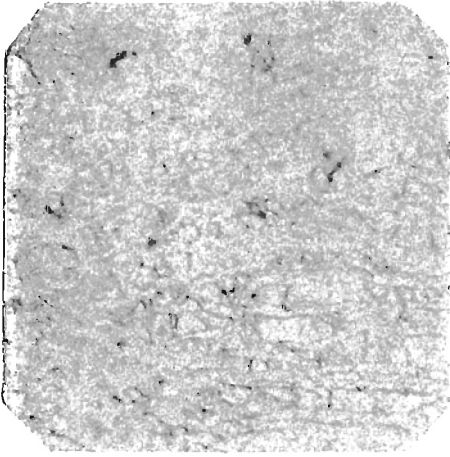
The western part on the serpentinite zone appearing in the Sobótka massif is represented by Kielczyn Mts. Here the author distinguishes the following serpentinites: the antigorite, the carbonate and the chrysotile serpentinites respectively (Fig. 1). Relicts of the original rocks, i.e. diallage and tremolitic peridotite, have survived in the serpentinites in but small quantities. In dislocation zones a carbonate-talc schist appears. The actual mineral composition and the approximately reconstructed original mineral composition, in volume per cent, is presented in Table 1. The diallage peridotite and the dunite contain olivine (forsterite — $2V\gamma = 86 \div 88^\circ$), diallage ($z/\gamma = 43 \div 45^\circ$) and chromic spinel (picotite), while the tremolitic peridotite contains, in place of the diallage, tremolite ($2V\alpha = 84^\circ$, $z/\gamma = 18 \div 21^\circ$). Antigorite is the essential mineral in all serpentinites, whereas chrysotile occurs but sporadically. Carbonates appear commonly and are mainly represented by magnesite with Ca and Fe admixtures. Talc accompanies the tremolite; its larger accumulations are found in the carbonate-talc rocks. Quite commonly occurs secondary magnetite scattered in all rock varieties. Chlorite is found in small quantities.

The chemical composition of the rocks is very uniform (Table 2, analyses 4 to 13), but differs from analogous weakly altered rocks (analyses 1 to 3). The interdependence between H_2O+ and the specific gravity is illustrated in Fig. 2, whereas Fig. 3 indicates the interrelation between the main rock constituents. With increasing serpentinitization H_2O+ is increased, while the specific gravity is lowered and the content of MgO and Si_2O is decreased.

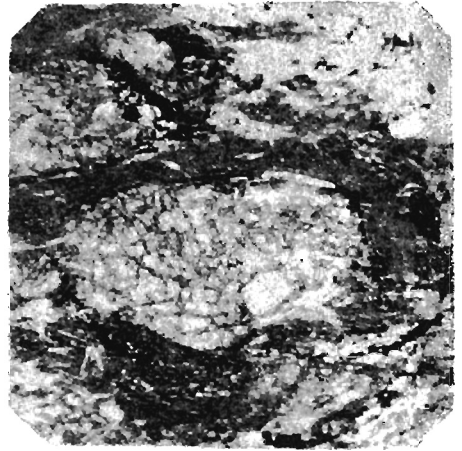
The evolution of the ultrabasic rocks of Kielczyn Mts. shows a succession of numerous phases. Magmatic crystallization produced a diallage peridotite, with small dunite intercalations. A decrease in temperature made possible the formation of tremolite peridotite. Crystallization of the tremolite took place from olivine and pyroxene, at the expense of both these minerals. A further temperature decrease led to proper postmagmatic processes. These, however preceded by dynamic processes which locally even led to mylonitization of the rocks. Autometamorphism, very feeble in the initial phase, led to the formation of lattice textures in the peridotites and dunites. In the second, very intensive phase there took place serpentinitization of the olivine eyes, and serpentinites of an unoriented or reticulate structure were formed. In the tremolite peridotite talc was produced alongside of antigorite and, in smaller quantities, chlorite too. The action of CO_2 aided in the production of carbonate serpentinites as well as of scattered grains and concentrations of magnesite in other types of serpentinites. In a further phase, tectonic movements led to the formation of dislocations along which carbonate-talc breccias and schists developed.

TABLICA I

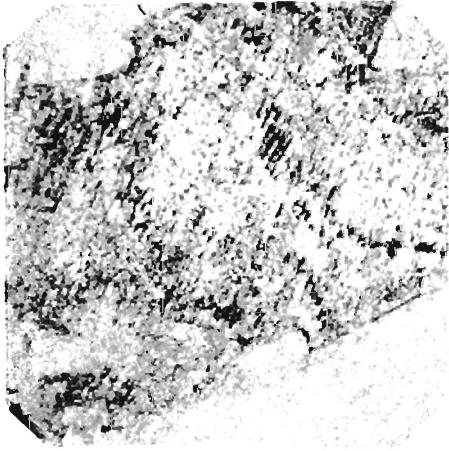
- Fig. 4. Oliwin pocięty żyłkami antygorytu. Struktura siatkowa. Nikole równoległe, pow. 42 ×
Olivine intersected by antigorite veinlets. Reticulate texture. Parallel nicols, × 42
- Fig. 5. Miazga mylonityczna otaczająca ziarno oliwiny, Nikole skrzyżowane, pow. 42 ×
Mylonitic mass surrounding olivine grain. Crossed nicols, × 42
- Fig. 6. Magnetyt w szczelinach łupliwości skarbonatyzowanego dialagu. Nikole równoległe, pow. 42 ×
Magnetite in cleavage fissures of carbonatized diallage. Parallel nicols, × 42
- Fig. 7. Skupienia blaszek klinochloru wokół spinelu chromowego. Nikole skrzyżowane, pow. 61 ×
Concentration of clinocllore plates around chrome spinel. Crossed nicols, × 61
- Fig. 8. Słupek tremolitu z wrostkiem oliwiny, tkwiący w splekanym oliwinie. Żyłki antygorytu przecinają równocześnie tremolit i oliwin. Nikole skrzyżowane, pow. 42 ×
Tremolite prism with olivine ingrowth, intruded into cracked olivine. Antigorite veinlets intersect both tremolite and olivine. Crossed nicols, × 42
- Fig. 9. Agregat tremolitowy po piroksenie. Nikole skrzyżowane, pow. 42 ×
Tremolite aggregate replacing pyroxene. Crossed nicols, × 42



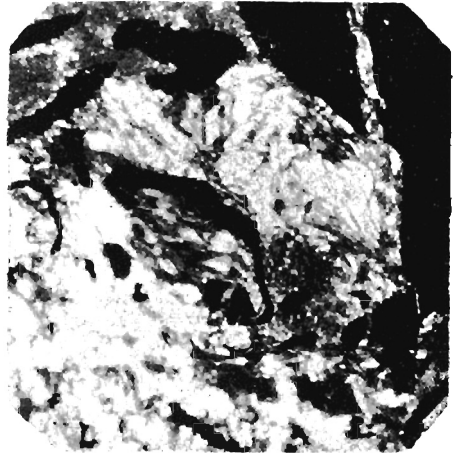
4



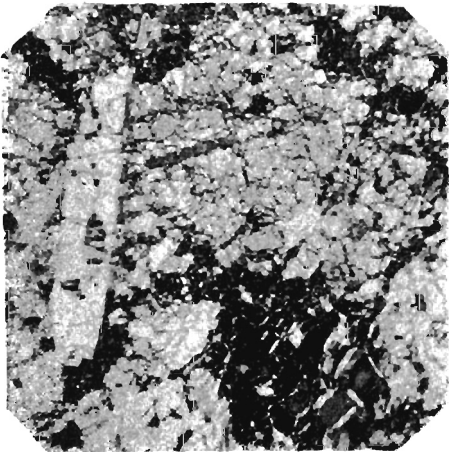
5



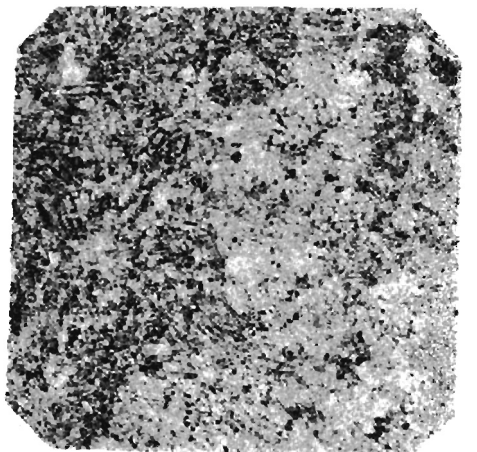
6



7



8



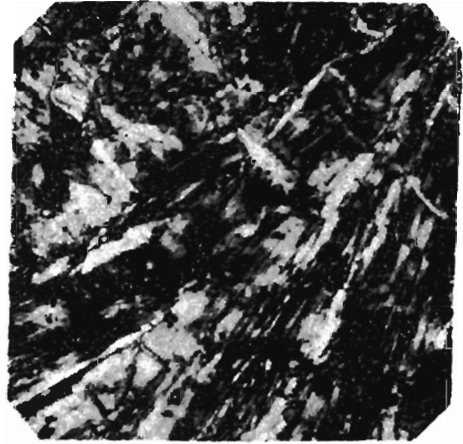
9

TABLICA II

- Fig. 10. Klepsydrowe i elipsoidalne ułożenie włókienek antygorytu po oczkach oliwiny. Nikole skrzyżowane, pow. 61 ×
Hour-glass shaped and ellipsoidally arranged fibres of antigorite replacing olivine. Crossed nicols, × 61
- Fig. 11. Zserpentyzowane pręciki tremolitu. Nikole skrzyżowane, pow. 61 ×
Small serpentinized tremolite rods. Crossed nicols, × 61
- Fig. 12. Kratkowa tekstura w serpentynie. Nikole skrzyżowane, pow. 61 ×
Reticulate texture in serpentinite. Crossed nicols, × 61
- Fig. 13. Serpentyt impregnowany węglanami (ciemne ziarna i pręcikowe skupienia węglanów. Nikole równoległe, pow. 61 ×
Serpentinite impregnated with carbonates (dark grains and rod-like concentrations of carbonates). Parallel nicols, × 61
- Fig. 14. Agregaty włókniste chryzotyłu po oliwinie (białe plamy). Nikole skrzyżowane, pow. 61 ×
Fibrous aggregates of chrysotile replacing olivine (white spots). Crossed nicols, × 61
- Fig. 15. Skupienia węglanów na tle talku. Nikole równoległe, pow. 61 ×
Carbonate concentrations on background of talc. Parallel nicols, × 61



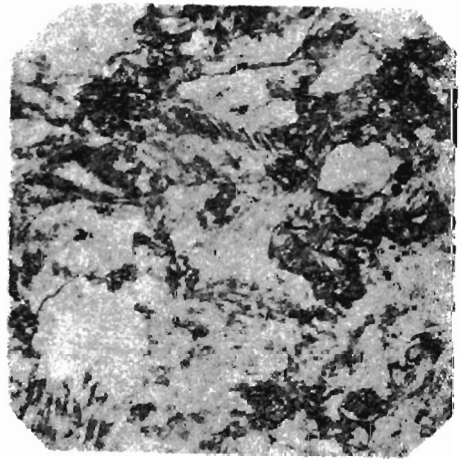
10



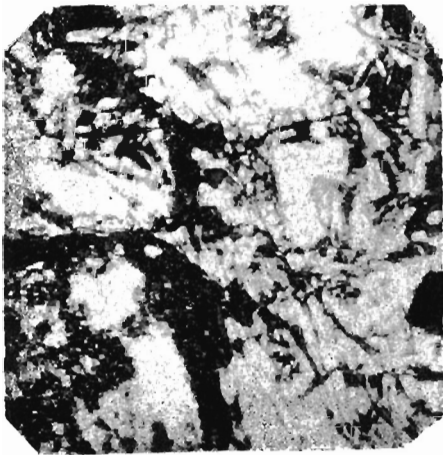
11



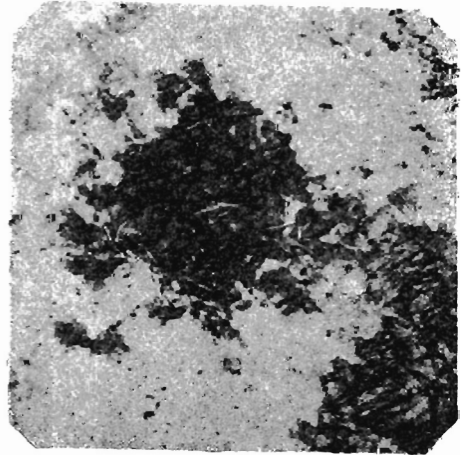
12



13



14



15