

UDK 552.32(497.12) – 863

**Ultramafični vključki v granitu Črne na Koroškem v Sloveniji****Ultramafic xenoliths in the granite at Črna na Koroškem in Slovenia***Ana Hinterlechner-Ravnik*

Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

**Kratka vsebina**

V obrobni delih granitnega plutona pri Črni so razširjene intruzijske breče z različnimi magmatskimi vključki. Zelo redko so med njimi tudi ultramafični ksenoliti. Raziskave zajemajo njihov petrografski opis. Pripadajo amfiboliziranemu peridotitu s plagioklazom. Veliki kristali rjavega amfibola so metasomatskega nastanka.

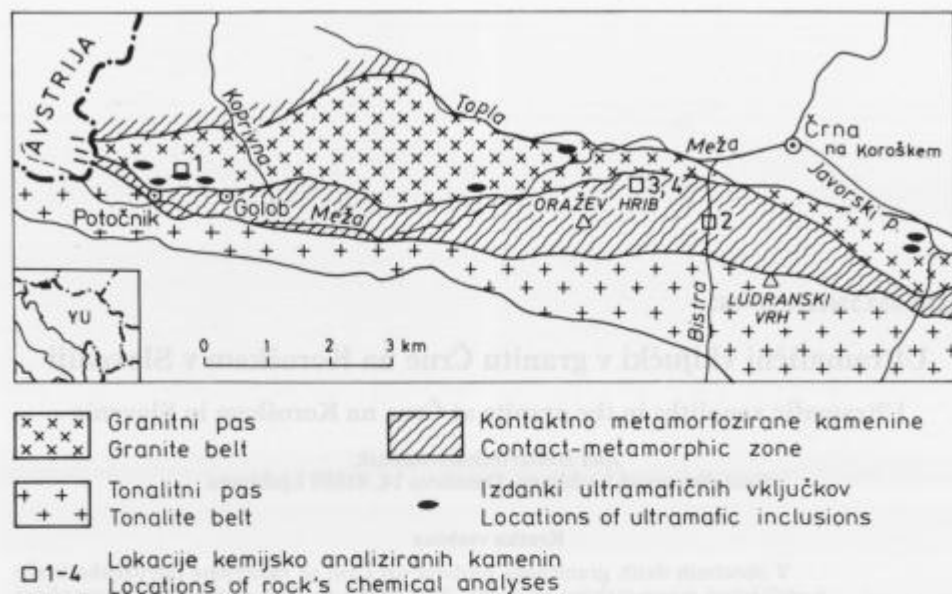
**Abstract**

In marginal parts of thin granite sheet at Črna occur swarms of various basic magmatic enclaves forming an intrusion breccia. Also present are small ultramafic xenoliths which are petrographically described. They belong to amphibolized plagioclase-bearing peridotite. Its brown amphibole megacrysts are of metasomatic origin.

**Uvod**

Del periadriatskega lineamenta, ki prečka severno Slovenijo, je na območju Črne na Koroškem obeležen z dvema tankima plutonoma in z ozkim pasom metamornih kamenin med njima. Vse te kamenine predstavljajo karavanško magmatsko cono in so razširjene tudi zahodneje v sosednji Avstriji (sl. 1).

Kamenine karavanške magmatske cone so bile do sedaj predmet številnih raziskav, ki jih kritično združuje Faninger (1986). Sam je petrološko opredelil glavne magmatske različke obeh plutonov na območju Črne (Faninger, 1970, 1976). V južnem pasu karavanške magmatske cone prevladuje skrilavi tonalit, ki lahko prehaja v granodiorit. Severni pas karavanške magmatske cone je manj enoten. Ker v njem prevladuje granit, označujemo pluton kot granitni. Zaradi porfirne strukture glincev prehaja granit v porfiroidni granit. Obstajajo tudi prehodi v granodiorit. V granitnem plutonu so večja območja temnejših, bolj bazičnih kamenin, predvsem monzonitnega diorita in gabra. Kjer so ti vključki manjši, opazimo značilne tekture intruzijskih breč (sl. 2 in 3). Večinoma najdemo vključke v porfiroidnem granitu. Zanj so značilni idiomorfni, le redko ovalni kristali rožnatega in/ali belega K-glinenca, pogostno z obrobkom oligoklaza. Kristali lahko dosežejo velikost do 3 cm.



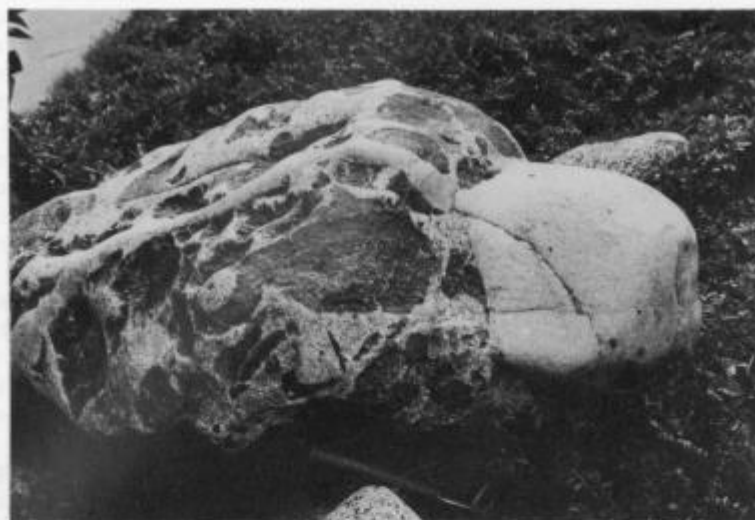
Sl. 1. Del karavanške magmatske cone zahodno od Črne na Koroškem (prirejeno po Tellerju, 1898)

Fig. 1. Map of portion of the Karavanke magmatic zone west of Črna na Koroškem (largely after Teller, 1898)

Kristalizacija granita je torej v nasprotju s strukturo breče mirna, postkinematska. Velikost fragmentov breče je od nekaj centimetrov do enega metra. Zaobljeni so le redko. Obrobkov hlajenja na bazičnih drobcih breč (večinoma) ni opaziti. To kaže, da so bili fragmenti ob intruziji granita že trdni, vendar še vedno vroči. Iz granitne osnove pa prodirajo posamezni veliki kristali K-glinencev v bazične magmatske vključke (sl. 4), zato so meje najbolj granitiziranih fragmentov lahko tudi difuzne. Prvotni bazični različki pa se s tem spreminjajo tj. bolj ali manj alkalizirajo, oziroma granitizirajo. Magmaške različke je zato glede na Streckeisenovo klasifikacijo petrografsko težko opredeliti (Faninger, 1970).

Intruzijske magmaške breče v plutonih kažejo na tok granitne magme, ki je trgal in deformiral starejšo bazično magmaško kamenino. Kljub temu je bil tok lahko zelo počasen. Dioritni kakor tudi bolj bazični deli magmaških breč globokih plutonov so prineseni iz velike globine. Prav zaobljeni bazični in ultramafični magmaški fragmenti dokazujejo dolg transport med intruzijo. Prisotnost velikih kristalov glinencev v bazičnih fragmentih štejemo kot dokaz za njihovo granitizacijo. Vendar so samo homogeni kristali metasomatskega porekla. Conarna razporeditev slednih elementov v velikih kristalih pa kaže na njihovo magmaško poreklo, kar velja za vse vrste kamenin (Mehnert, 1987). Ustreznih raziskav pri nas še ni.

Teorije o nastanku intruzijskih magmaških breč so različne. Po Mehnertu (1987) in Didieru (1973) lahko predstavljajo bazični vključki v spodnji skorji kristalizirano magmo, ki izhaja iz plašča. Granodioriti in adameliti pa so nastali v velikih globinah z anatekso sialične skorje pod vplivom tega bazičnega materiala.



Sl. 2. Intruzivna magmatska breča. Drobnozrnati mafični magmatski vključki v porfiroidnem granitu. Oboje seče mlajša drobnozrnata granitna žila

Fig. 2. Intrusion breccia. Microgranular mafic-rich inclusions in granite porphyry. Both are crosscut by fine granite veinlet



Sl. 3. Isto kot na sliki 2 – detajl

Fig. 3. Intrusion breccia, a part of figure 2



Sl. 4. Intruzivna magmatska breča. Nezaobljeni drobcji mafičnega materiala v porfiroidnem granitu. Iz zadnjega prodirajo glinenci v mafične vključke (skrajni desni fragment)

Fig. 4. Intrusion breccia. Unrounded mafic-rich magmatic inclusions in granite porphyry. Feldspars are contaminating the mafic inclusions (the extreme right fragment)



Sl. 5. Raztrgani drobcji kontaktno metamornega skrilavca v granitoidni kamenini, ki tudi predstavlja intruzivno brečo

Fig. 5. Thermally altered biotite schist fragments of the country rock intruded by granite, forming an intrusion breccia

Del zelo vroče bazične magme se je dvignil in se na svoji poti zaradi asimilacije s sialom kontaminiral. Sledila mu je pregreta sialična magma, ki se je v območju, bogatem z vodo, sama hidratizirala.

Večina magmatskih vključkov v raznih granitih ni bazične, temveč intermediarne sestave. To je lahko posledica prvotne sestave ali pa kasnejše kontaminacije. Nekateri graniti vsebujejo zelo bazične vključke in tudi amfibolov peridotit. Po literaturnih podatkih so ultramafični vključki pogostnejši v alkalnih bazičnih vulkanskih kameninah kot v intruzivnih anateksitih (Dautria et al., 1987; Kurat et al., 1980; Leblanc & Didier, 1987). Zanimivi so z genetskega stališča, ker kažejo na globino nastajanja magem, v katere so vključeni. Ob intruzijskih brečah granitne cone smo jugovzhodno od Črne in od tod proti zahodu do Koprivne prvič našli več ultramafičnih vključkov. Na avstrijskem ozemlju omenjata olivinove kameninske različke že Graber (1929) in Exner (1972, 1976). Tam so po Exnerju vezani na večje dioritne mase.

Granitni pluton Črne je pri svoji končni namestitvi povzročil kontaktno metamorfne spremembe prikamenine. Ob severnem kontaktu je termično vplival na paleozojske sklade. Tako je z geološkim opazovanjem in z izotopskimi analizami na mineralih določeno, da je starost granita pozno hercinska (Fanning, 1986, zbrano po raznih avtorjih). Na raziskanem južnem obrobju je granit že obstoječe metamorfne kamenine ob prediranju pogosto tudi trgal-brečiziral (sl. 5). Med njim in drobci metamorfni kamenin ni nobene genetske zveze. Ta brečizacija je potekala v veliko višjem nivoju, kot je nastajala intruzijska magmatska breča z ultramafičnimi vključki. Najvišje kontaktno metamorfne spremembe pa so bile dosežene prav v vključkih skrilavcev, ki jih je zajela granitna magma. Vtisnjen jim je bil začetni del piroksenovega rogovčevega faciesa (Hinterlechner-Ravnik, 1978). V metapelitih je izražen z asociacijo cordierita, mikroklina in andaluzita ter odsotnostjo muskovita. Vendar je rast mikroklina lahko tudi posledica metasomatske spremembe pod vplivom granita.

Kontaktne metamorfne avreole na obodu granitnih plutonov kažejo conarnost glede na stopnjo sprememb, ki je odvisna od oddaljenosti od plutona. Metamorfni pas med obema plutonoma pri Črni pa je tektonsko stanjšani in močno stisnjen, saj so kamenine izoklinalno nagubane. Stopnja sprememb je zato v relativno ozkem pasu metamorfni kamenin ob granitnem plutonu enaka, a je dodatno zabrisana z retrogradnimi spremembami. Med kameninami zahodno od Črne so razširjeni predvsem metapeliti. Manj je amfibolita in kvarcita. V metapelitih sta prisotna cordierit in andaluzit, poleg rdečkastega biotita in potektonskega muskovita. Kristalizacija je torej večfazna, vendar lahko ločimo dve vrsti cordieritnega skrilavca z andaluzitom. Eden od obeh različkov je sivkast in ima filitni značaj. V njem dosežejo temnejši blasti cordierita velikost do tri centimetre. Drugi različek pa je rjavkast, enakomerno drobno zrnat, diferenciran in vsebuje droben cordierit. Rdečkast biotit in droben andaluzit sta razvita v obeh, vendar ju je manj v različku z velikimi blasti (Hinterlechner-Ravnik, 1988). Skrilavec filitnega značaja s porfiroblasti predstavlja bolj rekrystalizirano kamenino. Glede na vsebnost bistvenih elementov sta si oba različka podobna (tabela 1). Zakaj kažeta obe vrsti metapelita enakega kemizma in enake mineralne sestave različno mikrostrukturo, ni jasno.

Kontaktne metamorfoze je potekala v metapelitih v razmerah obstojnosti andaluzita ob cordieritu. Samo v enem vzorcu smo do sedaj našli muskovitiziran igličast agregat, ki se je najverjetneje razvil po sillimanitu. Sillimanitni fibrolit omenja kot izjemen pojav tudi Exner (1972). Posebnost predstavlja korodiran ostanek stavro-

Tabela 1. Kemijska sestava (ut. %)  
Table 1. Chemical composition (wt. %)

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	41,5	60,7	60,9	49,1
TiO <sub>2</sub>	1,58	1,00	1,19	3,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,0	19,6	18,9	13,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,05*	0,97	1,43	5,83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	-	-	0,026
FeO	10,0	6,28	6,07	7,56
MnO	0,28	0,11	0,11	0,31
MgO	26,4	2,2	2,47	7,0
CaO	4,04	0,24	0,43	9,44
Na <sub>2</sub> O	1,35	1,23	1,81	2,42
K <sub>2</sub> O	0,92	4,5	4,2	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,22	0,23	0,41
CO <sub>2</sub>	0,12	0,003	0,003	0,006
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,87	3,49	2,27	0,67
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,27	0,42	0,31	0,24
	99,80	100,96	100,32	100,13

Mineralna sestava	CIPW norma	1	Vključek ultramafita
Mineral composition	CIPW norms		Ultramafite inclusion (samp. 57/87/54717)
olivin - olivine	or 6,12	2	Rogovec s filitnim značajem in velikimi blasti cordierita
rjav amfibol	ab 9,23		Hornfels resembling a phyllite with big cordierite porphyroblasts (samp. 87/54717)
brown amphibole	an 10,29		
flogopit - phlogopite	ne 1,53		
	wo 3,60	3	Biotitni cordieritno-andaluzitni skrilavec s plagioklazom in potekton- skim muskovitom
klinopiroksen	en 2,57		Biotite-cordierite-quartz-andalusite- -plagioclase schist with post-tectonic muscovite (samp. 1/87/54703)
clinopyroxene	fs 0,71		
	fo 45,24		
klorit - chlorite	fa 13,74	ol	
plagioklaz - plagioclase	mt 3,25		
	il 3,04		
neprosojni minerali	ap 0,62	4	Amfibolit - Amphibolite (samp. 1/87/54814)
opaque minerals			
	99,94 %		

\* reducirano na 2 ut. %

\* reduced to 2 wt. %

Kemijska analiza - Chemical analysis: Metalurški inštitut, Ljubljana

lita, čigar obstojnost je bila že presežena. Tudi granata v pregledanih vzorcih ni. Morda predstavljajo agregati zelenega biotita okrog paličastega ilmenitovega jedra retrogradni agregat po granatu.

### Opis ultramafičnih vključkov

Intruzijska magmatska breča v granitnem pasu pri Črni vsebuje predvsem različne mikrogranularne vključke bazične in intermediarne sestave. Izrazito kristalizirani ultramafični vključki pa so zelo redki in so vedno sekundarni. Najprej smo jih našli na odseku nove poti zahodno od potoka Koprivne med kmetijama Potočnik in Golob. Sama pot je vsekana približno po meji granita z južno ležečim pasom metamornih kamenin (sl. 1). Po nekaj izluščenih kosov ultramafita smo našli v vsaki grapici, ki prečka to pot. Severno od te poti proti Potoškemu vrhu še vedno najdemo kose intruzijske breče, kosov ultrabazita pa v njih ni več. Relief območja dokazuje, da so izluščeni kosi ultrabazita ostali bolj ali manj na mestu in niso mogli biti preneseni iz skladovnice kamenin štalenske serije, ki se razprostira severno od granitnega pasu. Vzhodneje, v dveh novih vsehkih poti, na severnem pobočju Oraževega hriba in Ludranskega vrha, ultramafičnih vključkov v intruzijski breči nismo našli. Več vključkov ultrabazita različne velikosti je separiranih v nanosu potoka Tople, pa tudi jugovzhodno od Črne.

Ultramafični vključki, izluščeni iz intruzijske breče, so ovalni in podolgovati. V dolžino merijo po nekaj centimetrov, redko do enega metra, večinoma nekaj decimetrov. So izredno žilavi in sveži. Barva teh vključkov je črna zelena, veliko temnejša od bazičnih vključkov breče. Na sveži površini izstopajo izometrični, preko centimetra veliki lesketajoči se kristali temno rjavkasto zelenega amfibola.

Ultramafične vključke smo preiskali petrografsko, en vzorec tudi kemijsko (tabela 1). Različki so sveži, holokristalni, srednje in grobo zrnati. Ocenjena mineralna sestava kemijsko analiziranega ultramafičnega vključka je naslednja:

- olivin, svež in le po razpokah antigoritiziran, 60 %
- klinopiroksen, skoraj povsem amfiboliziran in amfibil, tudi delno flogopitiziran; ti trije minerali vsi skupaj okoli 30 %
- kalcijev plagioklaz, 5 %
- ortopiroksen, zelo redek
- magnetit, korodirani ilmenomagnetit in pirit, 5 %
- posamezne iglice apatita milimetske dolžine.

Stopnja sekundarnih nižjetemperaturnih sprememb je različna, večinoma majhna.

Glavna mineralna faza je olivin. Oblika njegovih kristalov je pogosto idiomorfna. Večji kristali dosežejo velikost 3 mm. Manjši in bolj ploščati olivinovi kristali so vključeni tako v piroksenu kot v plagioklazu (tabla 1, slika 1, 2, 3 in 4). To dokazuje, da je bil olivin prva mineralna faza, ki je začela kristalizirati. Olivin je brezbarven do rahlo zelenkast, svež, le po razpokah antigoritiziran in tam poln drobnega neprosojnega prahu magnetita. Glede na kot optičnih osi, opazovan konoskopsko, ustreza forsteritu z ok. 10 % fajalitove primesi (Tröger, 1979). Olivin kaže le redko neenotno potemnitev. Vzporedno razkolnosti pa opazujemo v olivinu dekorativne skupke drobnih mehurčkov, ki še kažejo sledove deformacij. Verjetno so zapolnjeni s plinom (Green & Gueguen, 1983).

Klinopiroksen je v raziskanih vzorcih delno amfiboliziran. V kemijsko analiziranem različku je ta stopnja spremembe precejšnja. Zato opazujemo predvsem posamezne ostanke klinopiroksena v velikih zrnih amfibola. Odražajo se po močnejšem reliefu in po nežnejši, rahlo rdečkasto rjavi, komaj pleohroični barvi (tabla 1, sliki 1 in 2). Sprememba ni vedno homoaksialna. Kot potemnitve optično pozitivnega klinopiroksena je okoli 36°. V nekaterih ksenolitih je klinopiroksen conaren in

lamelaren. Opazujemo tudi strukturo peščene ure. Posamezna samostojna drobna zrna piroksena pripadajo optično pozitivnemu enstatitu s kotom optičnih osi blizu 90°.

V amfibolu je pogosto še ohranjen droben neprosojen prah, ki kaže na psevdomorfozo po magmatskem klinopiroksenu. Nekoliko neenotna zrna amfibola dosežejo premer po več milimetrov do centimera in kažejo na velikost prvotnega piroksena. Vključki v teh velikih zrnih pripadajo drobnemu idiomorfnemu olivinu (tabla 1, sl. 3), manj pogosto hipidiomorfnemu plagioklazu. Amfibol je izrazito pleohroičen: temno rdečkasto rjav (Z), temno rdečkasto rjav (Y) in svetlo rumenkasto rjav (X). Pleohroizem in optično negativni značaj ustrezata kaersutitnemu amfibolu (Tröger, 1979). Sam amfibol pa je deloma, zlasti na obodu, nadomeščen s sljudo. Sljuda kaže podobne pleohroične barve kot amfibol: brezbarvno (X) do rdečkasto rjave. Kot optičnih osi je majhen in negativen, kar ustreza flogopitu. Njegova kloritizacija je šibka, a od vzorca do vzorca različna.

Plagioklaza je malo, vendar doseže njegova količina v nekaterih vključkih celo 30 %, s čimer prehaja kamenina že v gabro. Plagioklaz predstavlja zadnjo magmatsko fazo, ki je zapolnila prostore med drugimi kristali. Za plagioklaz značilna je lamelarnost v dveh sistemih in velik kot potemnitve. Meritve na Fedorovi mizici dajo podatek 65 do 75 % anortita. Redka zrna so šibko conarna. Tanek zunanji obrobek vsebuje okoli 10 % manj anortita. Jedro kristalov je v nekaj primerih polno drobnih submikroskopskih vključkov. Med plagioklazom in olivinom opazujemo tanek retrograden reakcijski rob svetlo zelenega amfibola (tabla 1, sl. 4). Verjetno gre za tremolit. Izjemoma je v tem obrobku tudi rjavkasti amfibol.

Zelo redki so temni magmatski vključki, ki imajo komaj še ohranjene prvotne ultramafične minerale poleg metasomatskih in infiltriranih felsičnih komponent (npr. vz. 68E/88/55325 in 55326). Predstavljajo spremembo ultrabazita v gabro z zelenim amfibolom.

Primes plagioklaza v ultramafičnih vzorcih kaže na neosiromašen peridotit, ki je lahko kristaliziral v spodnji skorji ali pa v zgornjem plašču (Hynđman, 1985, 176). Olivin je poleg kalcijevega plagioklaza obstojen do tlaka okoli 10 kbar. Glede na petrološko preiskavo lahko opredelimo kemično analizirani vzorec kot amfiboliziran peridotit s plagioklazom (Tröger, 1969). Kaersutitni amfibol, ki nadomešča prvotni klinopiroksen, dokazuje mlajšo metasomatsko spremembo. Rast amfibola je omogočil dotok vode z alkalijami, predvsem kalijem. V tem se najverjetneje kaže vpliv granitne magme. Odstotek kalijevega oksida je za peridotitno kamenino visok, saj znaša 0,9 % (tabela 1). Del kalija ni vezan samo na amfibol, ampak tudi na nekoliko mlajši flogopit, ki nadomešča amfibol. Vsebnost  $TiO_2$  v kamenini je visoka (1,58 %).

### Povzetek

Za granitni pluton pri Črni na Koroškem so značilne intruzijske magmatske breče. Njihova osnova je porfiroidni granit anatekličnega porekla.

Granit ima raznovrstno mikrostrukturo. Fragmenti breče ustrezajo drobnozrnatemu granodioritu, monzonitu in gabru z zeleno rogovačo in zelenim biotitom. Ti vključki težijo k ravnotežju z granitno magmo.

Mineralna sestava vključkov in granita je identična, le količina istega minerala je različna. Redko so v vključkih še ohranjeni ostanki klinopiroksena. Večinoma pa so psevdomorfozirani z zeleno rogovačo. V območju intruzijskih magmatskih breč smo



na sekundarnem mestu našli izluščene bolj ali manj zaobljene temno zelene holokristalne ultramafične vključke. Kljub temu, da so zelo redki, so splošno razširjeni.

Ultramafični vključki so kristalizirali globlje kot drugi magmatski različki in pripadajo višjemu faciesu. Kažejo večfazni razvoj. Prvotni minerali so olivin, rjavkast klinopiroksen, ortopiroksen, plagioklaz in neprosojni minerali. Plagioklaz lahko doseže celo 30 prostorninskih odstotkov, s čimer prehaja kamenina iz ultrabazita v gabro(norit). Olivin je mineral, ki je začel iz magme kristalizirati prvi, saj nastopa kot samostojna idiomorfna zrna in kot vključek v vseh drugih silikatih. Zadnji se je izločil plagioklaz, ki zapolnjuje medprostore. Zaradi sprememb pa je klinopiroksen redko ohranjen. Opazujemo ga le kot ostanek v velikih zrnih rjavega amfibola, ki je bil kasneje delno nadomeščen s še mlajšim flogopitom.

Mlajše in nižje temperaturne spremembe kamenine so antigoritizacija olivina po razpokah, sprememba rjavega v zelen amfibol in delna kloritizacija vseh femičnih mineralov, predvsem flogopita.

Glede na opazovane optične lastnosti mineralov in mikrostrukturo raziskanih ksenolitov amfiboliziranega peridotita lahko povzemamo po Ottenu (1984) ugotovitve, ki temelje na podrobnih raziskavah gabroidnih kamenin švedskih kaledonidov. Rjavi amfiboli, ki pripadajo Ti-pargazitu kakor tudi kaersutitu, so lahko magmatskega ali pa metasomatskega porekla. V suhih subalkalnih bazičnih kameninah lahko začne kristalizirati amfibol šele ob dotoku fluidov po končani kristalizaciji suhega olivina, avgita in plagioklaza. Temperatura kristalizacije amfibola iz morebitnega preostanka taline je veliko nižja od temperature kristalizacije piroksena. Metasomatska subsolidus reakcija med naštetimi že kristaliziranimi minerali pa je možna že pri visoki temperaturi tik pod temperaturo kristalizacije prvotnih magmatskih mineralnih faz, med njihovim hlajenjem ob istočasni deformaciji in dotoku fluidov. Prav obrobki rjavkastega amfibola okrog avgita in drobni ovalni vključki amfibola v njem, kakršne opazujemo tudi v naših raziskanih vzorcih, dokazujejo njegovo metasomatsko rast. Temperatura subsolidus metasomatske pretvorbe, ki se kaže z rastjo rjavega amfibola v gabrih, je po podatkih Ottena okrog 1000 °C. Voda oziroma fluidi, potrebni za amfibolizacijo, so izhajali iz mlajših granitnih batolitov. Prepojili so še vroče gabroidne kamenine.

Najverjetneje velja isto tudi za ultrabazitne vključke intruzijske magmatske breče pri Črni.

**Tabla 1 – Plate 1**

Sl. 1 in 2. Idiomorfen olivin (ol) z razpokami, zapolnjenimi z antigoritom in prahom magnetita. Kristal rjavega kaersutitnega amfibola (am), ki nadomešča klinopiroksen (cpx), čigar ostanek je še ohranjen. Plagioklaz (pl) ima značaj interkumulusa. Flogopit (ph) delno nadomešča amfibol (am). Vzporedna in navzkrižna nikola

Figs. 1 and 2. Idiomorphic olivine (ol) crossed by cracks, which are filled with antigorite and magnetite. Brownish clinopyroxene (cpx) is metasomatically almost replaced by kaersutitic amphibole (am). The last one forms continuous rims around clinopyroxene and isolated blebs within it. Amphibole is partly replaced by phlogopite (ph). Plane polarized light and crossed nicols

Sl. 3. Kristal metasomatskega kaersutitnega amfibola (am), ki pojkilitsko vključuje idiomorfna zrna olivina (ol). Vzporedna polarizatorja

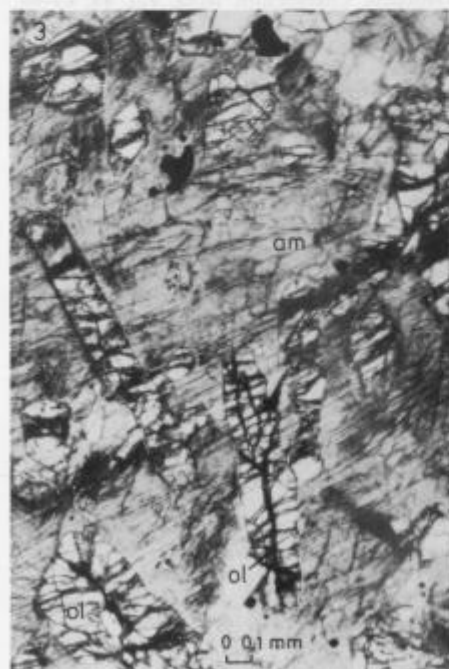
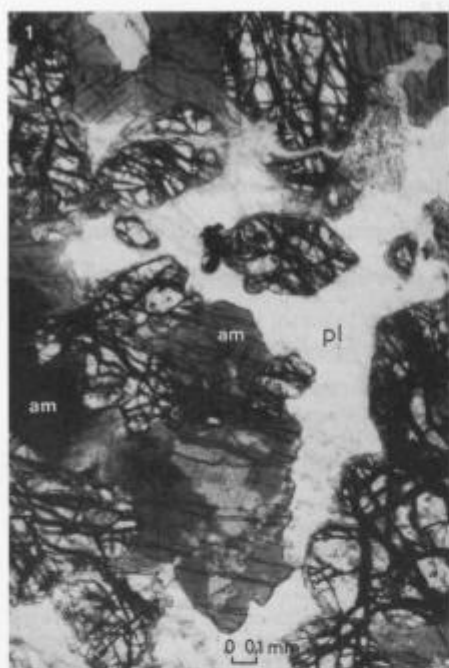
Fig. 3. Poikilitic megacryst of metasomatic kaersutitic amphibole (am) enclosing grains of idiomorphic olivine (ol). Plane polarized light

Sl. 4. Plagioklaz (pl), ki zapolnjuje vmesne prostore in vključuje idiomorfni olivin (ol). Med njima opazujemo droben retrogradni reakcijski rob rahlo zelenkastega amfibola. Navzkrižna nikola

Fig. 4. Intercumulus plagioclase (pl) enclosing idiomorphic grains of olivine (ol). Fine retrogressive kelyphitic rims of slightly green amphibole between olivine and plagioclase. Crossed nicols

Vse slike: amfibolizirani peridotit s plagioklazom, vzorec 57/87/54717

All figures: amphibolized plagioclase-bearing peridotite, sample 57/87/54717



## Literatura

- Dautria, J. M., Liotard, J. M., Cabanes, N., Girod, M. & Briquieu, L. 1987, Amphibole-rich xenoliths and host alkali basalts: petrogenetic constraints and implications on the recent evolution of the upper mantle beneath Ahaggar (Central Sahara, Southern Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 95, No. 2, 133–144, Heidelberg.
- Didier, J. 1973, Granites and their enclaves. *Developments in petrol.* 3, Elsevier, 393 p., Amsterdam.
- Exner, Ch. 1972, Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. *Mitt. Geol. Ges. in Wien*, Bd. 64, 1–108, Wien.
- Exner, Ch. 1976, Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. *Verh. Geol. B.-A.*, H. 2, 3–64, Wien.
- Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciaciji. *Geologija* 13, 35–104, Ljubljana.
- Faninger, E. 1976, Karavanski tonalit, *Geologija* 19, 153–210, Ljubljana.
- Faninger, E. 1986, Die Karawanken-Aufbruchzone. *Der Karinth. Folge* 94, 339–351, Klagenfurt.
- Graber, H. V., 1929, Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. *Mitt. Geol. Ges.*, Bd. 22, 25–64, Wien.
- Green II, H. W. & Gueguen, Y. 1983, Deformation of peridotite in the mantle and extraction by kimberlite: a case history documented by fluid and solid precipitates in olivine. *Tectonophysics*, Vol. 92, No. 1–3, 71–92, Amsterdam.
- Hinterlehner-Ravnik, A. 1978, Kontaktnometamorfne kamenine v okolici Črne pri Mežici, *Geologija* 21/1, 78–80, Ljubljana.
- Hinterlehner-Ravnik, A. 1988, Petrološke in geokemijske raziskave magmatskih in metamorfnih kamenin: Metamorfne kamenine med obema plutonoma na območju Črne na Koroškem. 1–17, *Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana*.
- Hyndman, D. W. 1985, *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. Sec. Ed. McGraw-Hill Book Comp., 786 p., New York.
- Kurat, G., Palme, H., Spettel, B., Baddenhausen, H., Hofmeister, H., Palme, Ch. & Wänke, H. 1980, Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 44, 45–60, Printed in Great Britain.
- Leblanc, M. & Didier, J. 1987, Enclaves ultrabasiques carbonatisées avec traces d'or, dans les anatexites du Haut-Allier (France). *Bull. Minéral.* Vol. 110, No. 4, 359–371, Paris.
- Mehnert, K. R. 1987, The granitization problem-revisited. *Fortschr. Miner.*, Bd. 65, H. 2, 285–306, Stuttgart.
- Otten, M. T. 1984, The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. mineral. petrol.* Vol. 86, No. 2, 189–199, Heidelberg.
- Teller, F. 1898, *Geologische Spezialkarte, Blatt Eisenkappel und Kanker*. Maßstab 1:75.000, Geol. R. A., Wien.
- Tröger, W. E. 1969, *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*. Ein Nomenklatur-Kompendium. Verl. der Deutschen Min. Ges., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 336 + 90 p., Stuttgart.
- Tröger, W. E., 1979, Optical determination of rock-forming minerals. Part 1. Eds: Bambauer, H. U., Taborszky, F. & Trochim, H. D., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 188 p., Stuttgart.