

Minerali pohorskega magmatskega masiva

Minerals from the Pohorje igneous massif

Nina Zupančič

Oddelek za geologijo, Univerza v Ljubljani,
Aškerčeva 12, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

S polarizacijskim mikroskopom in rentgensko difrakcijo smo določili mineralno sestavo pohorskih magmatskih kamnin. V granodioritu in njegovem porfiroidnem različku so bistveni minerali kremen, plagioklazi in K-glinenci, značilni in akcesorni pa biotit, rogovača, apatit, ortit, epidot, cirkon in neprozorni minerali, izjemo ma tudi muskovit, pirokseni in granati. V malchitu so bistveni minerali plagioklazi in rogovača.

V magmi, iz katere je kristalizirala pohorska globočina, so bili kot restitna zrna prisotni plagioklazi, apatit in cirkon. Iz taline so se najprej izločili sulfidi, apatit in cirkon, nato so kristalizirali ortit, epidot in sfen. Biotit je verjetno začel kristalizirati nekoliko pred rogovačo. Sledilo je izločanje plagioklazov, kremen prve generacije, bolj kislih plagioklazov in ponovno biotita in kremen. Zadnji se je izločil K-glinenec, ki nadomešča druge minerale.

Prvotni minerali so tu in tam avtometamorfno spremenjeni v klorit, epidot, kalcit, sfen, sericit, kaolinit in limonit. Ponekod v severozahodnem delu masiva so bile spremembe hidrotermalne.

Abstract

The mineralogical composition of Pohorje igneous rocks was determined by means of optical microscopy and X-ray powder diffraction. Quartz, plagioclases and K-feldspars are the major minerals in the granodiorite and its porphyritic varieties. Characteristic and accessory minerals are biotite, hornblende, apatite, orthite, epidote, zircon and opaque minerals. Muscovite, pyroxenes and garnets occur rarely. The major minerals in malchites are plagioclases and hornblende.

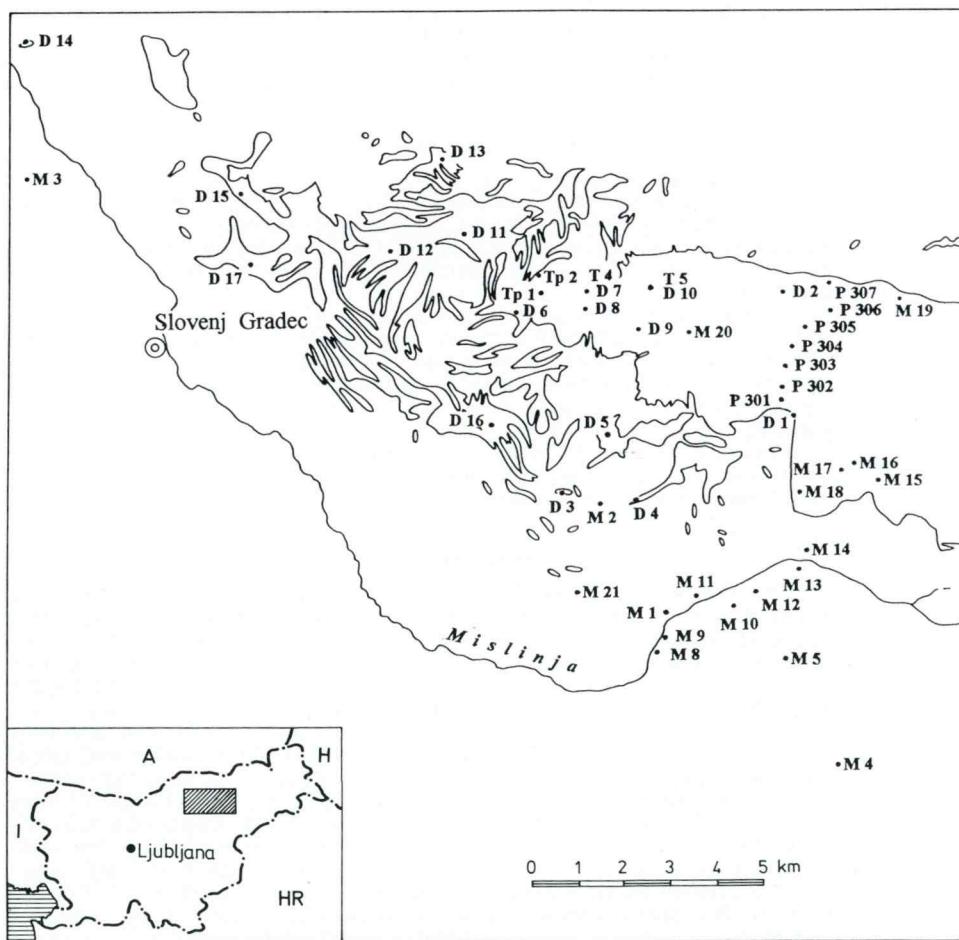
Restitic crystals of plagioclases, apatite and zircon were present in magma from which the Pohorje igneous body solidified. Sulphides, apatite and zircon precipitated in the first stage of magma crystallisation. In the next stage orthite, epidote and sphene crystallized. Biotite crystals probably formed slightly before hornblende. The precipitation continued with plagioclases, quartz of first generation, more acid plagioclases, biotite and quartz of second generation. The crystallisation sequence ended with K-feldspar that replaced other minerals.

The primary minerals are somewhere autometamorphosed to chlorite, epidote, calcite, sphene, sericite, kaolinite and limonite. In some areas in the NW part of Pohorje igneous body the alteration was hydrothermal.

Uvod

V Sloveniji se globočnine v večjem obsegu pojavljajo na dveh področjih – v Karavankah in na Pohorju. Karavanško magmatsko cono sestavljata vzporedna pasova granita in tonalita, na Pohorju pa prevladuje granodiorit, ki proti severozahodu postopoma prehaja v porfiroidni granodiorit. Na jugovzhodnem obrobju masiva je manjše telo kremenovega monzogabbra – čizlakita. Okolne metamorfne kamnine, izjemoma tudi granodioritno telo, sekajo posamezne malchitne žile.

Pri dosedanjih raziskavah pohorskih magmatskih kamnin (Činč, 1988, 1992; Dolar-Mantuani, 1935, 1938a, 1938b, 1939, 1940; Dolar-Mantuani & Klemen, 1940; Dolenc et al., 1987; Faninger, 1970, 1973) so bili zvečine raziskani vzorci iz kamnolomov (Cezlak, Josipdol), drugi deli masiva so bili mnogo manj raziskani. Pri



Sl. 1. Položaj vzorčnih točk pohorskih magmatskih kamnin

novejših raziskavah sem zato za petrološke in kemijske analize sistematično vzela 110 vzorcev vseh pohorskih magmatskih kamnin, razen čizlakita.

Interpretacija kemične sestave pohorskih magmatskih kamnin je že bila predstavljena (Zupančič, 1994a, 1994b), v tem članku pa podajam rezultate podrobnih mikroskopskih analiz.

Delovne metode

Vzorčenje

Granodiorit smo vzorčili v treh približno vzporednih profilih, med seboj oddaljenih največ 10km in najmanj 5km. Vzorčne točke posameznega profila so bile med seboj oddaljene približno 500m zračne razdalje, izjemoma, kjer zaradi preperelosti kamni-

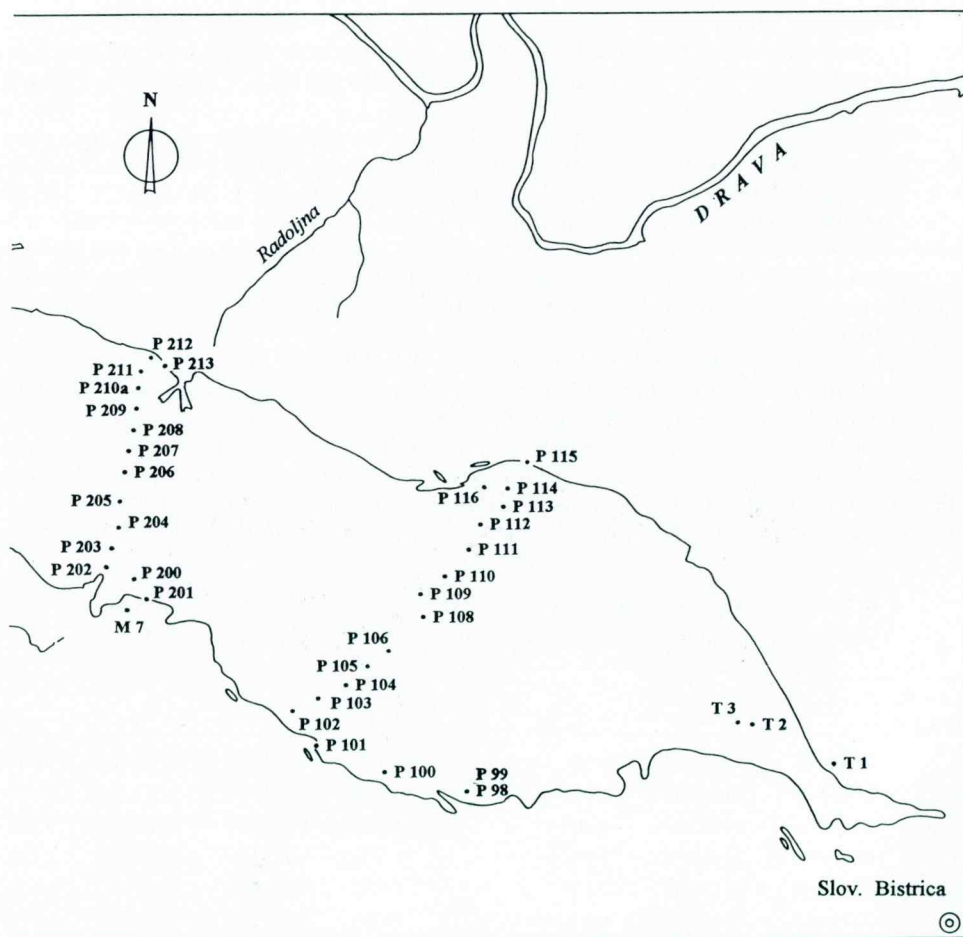


Fig. 1. Position of sampling sites of Pohorje igneous rocks

ne vzorca ni bilo možno vzeti, pa 1 km. V robnih delih masiva smo v vsakem profilu vzeli po dva vzorca, med seboj oddaljena okrog 500 m. Položaj vzorčnih točk je prikazan na sliki 1, koordinate pa so podane v tabeli 1. Vzorci najbolj jugovzhodnega (prvega) profila – ob cesti, ki prek Osankarice povezuje Oplotnico in Ruše – so označeni s številkami od P100 do P116 (tabela 1). Vzorec P115 sega v pas aplitnega granodiorita. Primerek aplitne žile iz neposredne bližine vzorca je označen s črko A. Vzorci srednjega (drugega) profila, vezani na cesto med Roglo in Lovrencem na Pohorju, so označeni s številkami od P201 do P213. Vzorci najbolj severozahodnega profila, vzeti ob cesti med Ribniško kočo in Ribnico na Pohorju, pa nosijo številke od P301 do P307. V Bistriškem jarku smo na skrajnem jugovzhodnem delu pojavljanja granodiorita v bližini kontakta z metamorfnimi kamninami vzeli vzorca T2 in T3, v apofizi, ki predira metamorfne kamnine v Zg. Novi vasi, pa vzorec T1. V severozahodnem delu, kjer granodiorit meji na porfiroidni granodiorit, smo vzeli vzorca T4 in T5, v Josipdolu pa vzorec J.

Porfiroidni granodiorit se pojavlja v čoku in v žilah, različno odkritih zaradi erozije. Vzorčenje v profilih zato ni bilo možno. Vzorce sem razporedila tako, da sem čim bolj sistematično zajela vse možne oblike nastopanja. Na sliki 1 in v tabeli 1 so ti vzorci označeni s črkami D in Tp.

Temne žilnine so najbolj nepopolno raziskane magmatske kamnine Pohorja, zato jih opisujem nekoliko podrobneje. Žile malchita nastopajo ponavadi v majhnih izdankih in so zato na geološki karti 1:100 000 list Slovenj Gradec (Mioč & Žnidarčič, 1972) predstavljene le izjemoma. Ker sem zaradi zanimivosti pojava želela pregledati vse izdanke, sem podatke o njihovih pojavih povzela po rokopisnih kartah 1:25 000 Mioča in Žnidarčiča (1965–1985) in Germovška (1952). Izkazalo se je, da na nekaterih lokacijah izdankov ni več možno najti oziroma so kot malchiti označene kamnine, ki po mojem mnenju to niso.

V Mislinjskem jarku smo vzeli vzorce M1, M8, M9 M10, M11, M12, M13, M14. Resnične izdanke žil, ki predirajo biotitno muskovitni blestnik, predstavljajo vzorci M1, M13 in M14. Na vzorčnem mestu M14, kjer se odcepi cesta iz Mislinjskega jarka na sever proti Glažuti, gre za dva različna temne žilnine, ki se jezikasto zajedata druga v drugo. Temnejši različek je bolj drobnozrnat (M14a), za svetlejšega pa so značilni okrogli vtrošniki glincev. Je srednje (M14a) in drobnozrnat (M14b). Opazna je usmerjena tekstura. Okolne kamnine (blestnik z menjavanjem marmorja in amfiboli-

Tabela 1. Položaj vzorčnih točk, podan z Gauss-Krügerjevimi koordinatami

Table 1. Gauss-Krüger coordinates of sampling sites

Vzorec Sample	Y	X	Z	Vzorec Sample	Y	X	Z
A	5541600	5142900	630	P103	5531250	5144200	1000
D01	5520200	5150850	1360	P104	5531850	5144450	1061
D02	5520200	5153250	980	P105	5532150	5144650	1120
D03	5515800	5149050	840	P105r	5532150	5144650	1120
D03a	5515800	5149050	840	P106	5532550	5144900	1175
D04	5516450	5148400	960	P108	5533100	5146600	1170
D05	5516700	5149680	1210	P109	5533400	5147250	1140
D06	5514310	5153150	1180	P109r	5533400	5147250	1140

Vzorec Sample	Y	X	Z	Vzorec Sample	Y	X	Z
D07	5515720	5153150	1190	P110	5534100	5147750	1100
D08	5515530	5152750	1220	P111	5534350	5148100	1110
D09	5516610	5152150	1100	P112	5534450	5148600	1050
D10	5516800	5153280	1050	P113	5535200	5148700	1080
D11	5513500	5154450	970	P113r	5535200	5148700	1080
D12	5511600	5154030	850	P114	5535500	5149250	1035
D13	5512870	5156220	680	P115	5535550	5149550	1100
D14	5502850	5158750	350	P116	5534750	5149100	1030
D15	5508970	5154850	700	P201	5526970	5146800	1405
D16	5513150	5150200	830	P202	5526100	5147080	1320
D17	5508700	5153350	670	P203	5526150	5147400	1330
M01	5517750	5145950	740	P203r	5526150	5147400	1330
M02	5516050	5148350	960	P204	5526100	5148050	1310
M03	5503600	5155350	410	P205	5526100	5148600	1305
M04	5521850	5142050	950	P206	5525900	5149200	1260
M05	5520100	5144850	1280	P207	5525800	5149650	1210
M06	5525620	5143300	930	P207r	5525800	5149650	1210
M07	5526500	5146800	1430	P208	5525900	5150100	1180
M08	5517400	5145120	670	P209	5525750	5150650	1140
M09	5517530	5145500	670	P210	5522650	5151600	1020
M10	5518470	5146350	730	P210a	5525900	5151100	1030
M11	5518200	5146350	750	P211	5526350	5151800	980
M12	5518910	5146350	800	P211r	5526350	5151800	980
M13	5520700	5147200	850	P212	5526550	5152100	940
M14	5521100	5147200	860	P213	5527250	5151550	950
M14a	5521100	5147200	860	P301	5520575	5150450	1450
M15	5522550	5148900	1200	P301r	5520575	5150440	1450
M15a	5522550	5148900	1200	P302	5519600	5151150	1260
M16	5521200	5149150	1300	P303	5519400	5151750	1200
M17	5521050	5149000	1290	P304	5519400	5152150	1170
M18	5520500	5148800	1150	P305	5520010	5152800	950
M19	5522750	5152350	830	P305r	5520010	5152780	945
M20	5518250	5151700	1020	P306	5520980	5152900	970
M20a	5518250	5151700	1020	P307	5520800	5153450	800
M21	5525000	5145950	650	T1	5541600	5142900	630
P089	5534125	5141800	620	T2	5540950	5142900	540
P099	5534125	5141800	620	T3	5540890	5142950	550
P100	5532510	5142400	730	T4	5515720	5153150	1190
Pi01	5530700	5143000	1030	T5	5516800	5153280	1050
P101r	5530700	5143000	1030	Tp1	5514910	5152900	1180
P102	5530450	5144400	970	Tp2	5515120	5153700	1000

ta) so tektonsko prizadete. Na stiku med malchitom in metamorfnimi kamninami opazimo bel in zelen mineral. Z rentgensko difrakcijo sem ugotovila, da gre za kalcit, aktinolit, lojavec in klorit. Druge vzorce iz Mislinjskega jarka smo nabrali kot posamezne večje kose na pobočjih ali v grapah, ker primarnih golic nismo našli. V okolici Glažute (M15) in približno 2 km vzhodnjeje v grapi Škrlovškega potoka (M18) sta Mioč in Žnidarčič (1965–1985) označila preboje malchita v granodioritu. V vzorčni točki M15 predira malchit tako granodiorit kakor tudi aplitne žile v njem, kar pomeni, da je od njih mlajši. Na kontaktih med kamninami ni opaziti sprememb. Za vzorec M18 so značilna gnezda rogovače (M18a), opazila pa sem tudi 1,5 cm velik kristal rogovače z lepo razvitimi ploskvami in s plagioklazi v jedru. Med obema vzorčnima točkama smo v granodioritu našli dva nova izdanka malchita (M16 in M17).

V grapi Brložnice, zahodno od Mislinjskega jarka, je Germovšek (1952) vrisal malchit. Primarnega izdanka nismo našli, pač pa smo našli velike, sveže kose izredno žilavega malchita (M21). Na geološki karti 1:100 000 list Slovenj Gradec (Mioč & Žnidarčič, 1972) sta vrisana izdanka malchita, iz katerih sem vzela vzorca M2 (nad Razborco) in M3 (Bukovska vas). Malchitna žila, iz katere je vzorec M2, predira diaforit. Za vzorec M3, kjer smo na pobočju našli malchit le v posameznih, močno preperelih kosih, je zanimivo, da leži na zahodni strani Labotskega preloma. Po podatkih na geološki karti naj bi prediral muskovitno biotitni gnajs.

Jugovzhodno od Mislinjskega jarka in približno 2 km zahodno od Volovice je na geološki karti 1:100 000 (Mioč & Žnidarčič, 1972) v diaforitu vrisan izdanek malchita. Na rokopisni karti 1:25 000 (Mioč & Žnidarčič, 1965–1985) pa so narisane tri leče malchita. Izdanki, ki smo jih našli (M5), bolj spominjajo na porfiroidni granodiorit z nekoliko višjo vsebnostjo rogovače kakor na malchit. V skladu z rokopisno karto 1:25 000 (Mioč & Žnidarčič, 1965–1985) smo našli malchit na Rogli (M7), a tudi tam le preperele vzorce in le na sekundarnih mestih.

Najvzhodnejša točka, kjer nastopa malchit (M22), je kamnolom čizlakita. Na severni strani Pohorja nismo našli primarnih izdankov malchita. V Josipdolu, kjer sta Dolar-Mantuani in Klemen (1940) opisala najdbo spessartita, te kamnine nismo zasledili v nobenem od opuščenih kamnolomov. Ob cesti proti kamnolomu granodiorita v Josipdolu smo našli le posamezne prodnike, ki ustrezajo malchitu (M19). V Hudem Kotu pa smo v skladu z rokopisno karto Mioča in Žnidarčiča (1965–1985) našli malchit le na sekundarnih mestih (M20). Nekateri kosi kažejo na prehode v porfiroidni granodiorit (M20a).

Priprava vzorcev

Iz vseh vzorcev smo izdelali petrološke zbruske po standardni metodi. Vzorce granodioritov smo barvali po izpopolnjeni metodi Bailleya in Stevensa, kakor jo navaja Činč (1992, 8). Pri tem se K-glinenci zaradi reakcije z Na-heksanitrokobaltatom obarvajo rumeno, plagioklazi pa zaradi zamenjave Ca z Ba in le-tega s K, rožnato. Barvanje porfiroidnih granodioritov in malchitov je bilo neuspešno, saj so se vsi glinenci obarvali rjavkasto, kar je onemogočalo ločevanje nedvojčičnih plagioklazov od K-glinencev in predvsem določitev vrste glinencev v drobnozrnati osnovi.

Analizne metode

Količinsko mineralno sestavo 32 vzorcev granodiorita, porfiroidnega granodiorita in malchita je določil mag. Miha Mišič. Difraktogrami so bili posneti z rentgensko napravo Philips na Odseku za geologijo Univerze v Ljubljani. Pogoji snemanja so bili:

sevanje $\text{Cu}_{K\alpha}$, Ni filter, moč 40kV, napetost 20mA, hitrost snemanja $1^\circ/\text{min}$, območje snemanja $2\Theta = 70\text{--}3^\circ$, divergenčna reža 1° , občutljivost 1×10^3 , 2×10^3 , 4×10^2 , hitrost papirja 10mm/min, detektor je bil proporcionalni števec, uporabljen je bil monokromator. Določitve podajam v tabeli 2.

Modalno sestavo vseh vzorcev sem določila z vrstičnim števcem. Ker sem v vsakem zbrusku preštela le okrog 200 točk, so rezultati zgolj orientacijski. Kleemann in Twist (1989) menita, da je za realen izračun modusa celo 1000 točk na zbrusek premalo. Rezultati so prikazani v tabeli 3.

Mikroskopske raziskave

S polarizacijskim mikroskopom sem pregledala 107 vzorcev pohorskih magmatskih kamnin. Glede na mineralno sestavo sem ločila tiste, v katerih prevladujejo salični minerali nad mafičnimi, in tiste, kjer je razmerje med njimi približno enako. Po strukturi razlikujem kamnine z zrnato strukturo, porfiroidno in porfirsko strukturo. Strukturo označujem kot porfiroidno, kadar je osnova zrnata, in porfirsko, kadar je osnova steklasta. Tako med porfirsko in porfiroidno kot tudi med porfiroidno in zrnato strukturo obstajajo postopni prehodi, zato je nedvoumno poimenovanje nekaterih kamnin nemogoče. Kamnino, v kateri salični minerali prevladujejo nad mafičnimi in katere struktura je zrnata, imenujem granodiorit. Če gre za različek s porfiroidno strukturo in je kamnina po nastanku globočnina, jo imenujem porfiroidni granodiorit. Le izjemoma imajo pohorske magmatske kamnine izrazito porfirsko strukturo. Na terenu tudi nisem našla dokazov, da so magmatske kamnine nastale zaradi izliva lave. Zato menim, da je ime dacit, ki ga uporablja večina dosedanjih raziskovalcev (Dolar-Mantuani, 1938b, 1939; Faninger, 1970, 1973; Mioč, 1978; Mioč & Žnidarčič, 1972), neustrezno in namesto njega predlagam uporabo imena porfiroidni granodiorit. Vse kamnine, v katerih je razmerje med saličnimi in mafičnimi minerali približno enako, imenujem malchit, čeprav bi jih glede na zrnatost osnove in število vtrošnikov lahko razdelili v podskupine.

Granodiorit in porfiroidni granodiorit

Struktura

Granodioriti so holokristalne, večinoma srednjezrnatne kamnine. Makroskopsko so videti enakomerno zrnati, pod mikroskopom pa se izkaže, da je njihova struktura neenakomerno zrnata. Zlasti v robnih delih masiva je izrazita vzporedna usmerjenost, ki jo nakazujejo vzporedno usmerjeni lističi biotita in razpotežnjena, pogostokrat mozaično zraščena zrna kremenca. Ime granodiorit je za pohorsko globočnino, glede na mednarodno veljavno klasifikacijo, ustrenejše kot tonalit.

Porfiroidni granodioriti so hipokristalni, srednje- do drobnozrnati. Struktura je neenakomerno zrnata – porfirsko. Prevladujoči vtrošniki so glinenci in kremen. Porejeno se pojavlja biotit. Razmerje med osnovo in vtrošniki je približno enako.

Struktura pohorskih magmatskih kamnin se proti severozahodu zvezno spreminja od zrnate preko debelozrnatih porfiroidnih in srednjezrnatih porfiroidnih do drobnozrnatih porfiroidnih in porfirskih. Zato menim, da sta granodiorit in glavna porfiroidnega granodiorita nastala ob istem preboju magme. Kamnine severozahodnega dela Pohorja predstavljajo najvišje dele masiva. Prodrli so najbližje površju in se zato najhitreje ohlajali. Kamnine jugovzhodnega dela pa predstavljajo najgloblje dele masiva, ki jih je erozija najmočnejše odkrila. Podobno sta odnos med porfiroidnim granodioritom in

Tabela 2. Mineralna sestava vzorcev, ugotovljena z rentgensko difrakcijo. Vrednosti so v %
Tabela 2. Mineral composition of samples established by X-ray diffraction. All values in %

Vz. Sam.	M/I	Bt	Sp	Bt+ Rx1	Pf	K	Kl+ Rx2	Ka+ Rx3	CaM	Kr	Pl	M	O	R	C	P	H	G
D04	0	0	7	21	0	0	17	0	0	28	23	0	0	4	0	0	0	0
D10	0	20	0	0	7	0	8	0	0	28	24	7	0	6	0	0	0	0
D11	0	0	0	6	0	0	25	0	0	22	31	10	0	0	4	2	0	0
D12	16	0	7	0	0	0	23	0	0	25	20	7	0	0	0	2	0	0
D12a	32	0	0	0	5	0	14	0	0	23	18	0	0	3	5	0	0	0
D14	0	22	0	0	0	0	11	0	0	22	29	10	0	0	0	0	0	6
D15	0	21	0	0	0	0	0	10	12	21	23	10	0	3	0	0	0	0
D15g	65	12	0	0	0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M05	0	28	0	0	0	0	14	0	0	22	33	0	0	3	0	0	0	0
M13	0	0	8	7	0	0	25	0	0	15	29	0	0	16	0	0	0	0
M14	0	22	0	0	0	0	13	0	0	17	29	8	0	11	0	0	0	0
M14a	0	28	0	0	0	0	7	0	0	21	35	0	0	9	0	0	0	0
M15	0	13	0	0	0	0	15	0	0	12	25	0	9	26	0	0	0	0
M17	0	28	6	0	0	0	10	0	0	16	22	0	8	10	0	0	0	0
M20	0	8	0	0	0	27	0	0	0	11	23	10	0	21	0	0	0	0
P098	0	19	0	0	4	0	19	0	5	17	25	0	8	3	0	0	0	0
P098g	0	0	0	47	0	30	0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P099	0	25	0	0	0	0	10	0	0	27	26	10	0	0	0	2	0	0
P101	29	0	0	0	0	0	13	0	0	8	12	31	0	5	0	2	0	0
P105	0	15	6	9	9	9	8	0	0	27	38	0	0	4	0	2	0	0
P110	0	26	0	0	0	0	10	0	0	25	29	0	8	0	0	2	0	0
P114	0	0	0	16	0	0	0	8	0	31	26	20	0	0	0	0	0	0
P202	0	0	0	7	0	0	21	0	0	25	34	8	0	3	0	2	0	0
P206	10	0	0	0	0	18	0	0	0	26	37	9	0	0	0	0	0	0
P209	0	18	8	0	0	7	0	0	0	23	32	8	0	4	0	0	0	0
P211	0	20	0	0	0	0	11	0	0	27	37	0	0	5	0	0	0	0
P301	0	25	0	0	0	0	12	0	0	27	15	7	0	4	0	0	0	0
P305	0	25	0	0	0	10	0	0	0	23	33	0	8	0	0	2	0	0
P306	0	35	0	0	0	11	0	0	0	19	21	0	8	6	0	0	0	0
T01	8	0	0	0	0	0	7	0	0	6	43	0	11	25	0	0	0	0
T03	0	18	7	0	0	19	0	0	0	23	25	8	0	0	0	0	0	0
T05	0	29	0	0	0	13	0	0	0	29	27	0	0	0	0	2	0	0
Tf	0	63	0	0	0	15	0	0	0	5	12	0	0	0	0	2	3	0
Tp	0	25	0	0	0	0	11	0	0	22	23	8	0	0	0	0	2	0

M/I – Muskovit/illit; Bt – Biotit; Sp – Stilpnomelan; Bt+R×1 – Biotit + mineral z zmesno strukturo tipa illit/montmorillonit; Pf – Pirofilit; Kl – Klorit; Kl+R×2 – Klorit + mineral z zmesno strukturo tipa klorit/montmorillonit; Ka+R×3 – Kaolinit + mineral z zmesno strukturo tipa kaolinit/montmorillonit; CaM – Ca-montmorillonit; Kr – Kremen; Pl – Plagioklazi; M – Mikroklin; O – Ortoklaz; R – Rogovača; C – Kalcit; P – Pirit; H – Hematit; G – Goethit; g – Glinena frakcija; Tf – Težka frakcija

M/I – Muscovite/illite; Bt – Biotite; Sp – Stilpnomelane; Bt+R×1 – Biotite + mixed layer mineral of illite/montmorillonite type; Pf – Pyrophyllite; Kl – Chlorite; Kl+R×2 – Chlorite + mixed layer mineral of chlorite/montmorillonite type; Ka+R×3 – Kaolinite + mixed layer mineral of kaolinite/montmorillonite type; CaM – Ca-montmorillonite; Kr – Quartz; Pl – Plagioclases; M – Microcline; O – Orthoclase; R – Hornblende; C – Calcite; P – Pyrite; H – Hematite; G – Goethite; g – Clay fraction; Tf – Heavy fraction

Tabela 3. Modalna sestava, podana v %

Table 3. Modal composition in %

Vzorec Sample	os q	or	pl	bt	hb	mu	ap	ort	ep	kzo	sfen	py	gt	chl	lim	cc	px	mgt	cir	mik	mirm	ser
P089	25.3	6.0	56.9	9.2			*	0.2	*	*	0.2	*	*	0.8		0.2					1.2	
P099	35.1	13.9	39.1	8.9	*		*	*	*	*	*	*	*	*		*			?		3.0	
P100	33.0	6.8	46.1	10.7			*	1.0	*		*	*	?	0.5							1.9	
P101	28.9	13.8	45.9	7.3	0.5		*	*	*	*	*	*		1.4					*		2.3	
P101r	22.3	30.2	40.3	2.9	1.4		*	*	*		*			2.2	?						0.7	
P102	23.9	27.2	40.2	6.0	*		*	*	*	0.5	0.5			*	*				*		1.6	
P103	30.8	5.0	48.8	9.5			*	*	*	0.5			?	1.5		*					4.0	
P104	25.0	18.6	45.6	8.8	*		*	0.5	*		*	*	?	0.5							1.0	
P105	33.3	10.8	45.6	6.9			0.5	*	*			*	*	2.0							1.0	*
P105r	24.6	10.3	44.8	13.8		*	0.5	1.0				0.5	*	2.0	*	*					2.5	
P106	28.2	8.3	50.5	9.7	*		*	*	1.0	1.0	*	*	*	0.5		*			*		1.0	
P108	21.2	17.1	47.2	9.8			*	0.5	*			*		0.5					*		3.6	
P109	24.5	9.2	54.6	10.2		0.5	*	*	*			1.0	?	*							(*)	
P109r	26.8	13.6	48.5	7.7			*	*	?			0.9		1.3					*		1.3	
P110	15.9	11.8	51.3	13.8			*	*	1.5	0.5	0.5	0.5		2.6					?		1.5	
P111	22.4	30.3	37.3	8.5			*	*	0.5	*	*	0.5	?						?		(*)	*
P112	30.0	7.7	47.3	7.7			*	1.4	3.6	*	*	*	*	?	1.4						0.9	
P113	12.7	16.7	58.8	9.3			*	*	0.5	*	*	*	*	?	0.5				*	*	1.5	*
P113r	34.6	11.1	42.4	8.3			*	*	1.4	0.5	*	*			*				*		1.8	*
P114	25.2	31.6	35.9	1.5		*	*	*			*	0.5	?	*						*	5.3	
P115a	31.7	20.5	39.0	7.3		?	*		*	*		*	*	*					*	*	1.5	
P115b	30.4	29.3	35.3	3.8			*	*	0.5												0.5	
P116	32.7	17.6	60.7	6.0			1.0	*	0.5	0.5	*	*		0.5		*					0.5	
P201	25.0	12.0	46.3	10.6			*	0.5	0.9	*	0.5	*			?				?		4.2	*
P202	15.9	21.0	44.6	1.5			*	0.5	*	*		0.5	*	10.3	0.5						5.1	
P203	23.6	8.4	54.7	0.5		*	0.5	*	*	*	*	0.5		11.3	*					*	0.5	*
P203r	29.4	27.5	32.8	2.5		?	*	*	1.5			0.5		4.4	*				*		1.5	*
P204	27.8	17.1	42.0	7.8	2.4			*	*	*	*	*		*	*					0.5	2.4	

Vzorec Sample	os	q	or	pl	bt	hb	mu	ap	ort	ep	kzo	sfen	py	gt	chl	lim	cc	px	mgt	cir	mik	mirm	ser
P205	18.0	23.4	45.4	7.8			1.0	*			*	0.5				*				*	0.5	3.4	
P206	29.6	10.3	46.3	10.3			*	*	*	*	0.5	*		2.0					*			1.0	*
P207	27.7	13.9	46.0	6.4	*		*	0.5	*		*	*		3.0					*			2.5	
P207r	23.1	15.9	39.9	12.0	2.4		*	*	*	*	*	0.5		0.5					*			5.8	
P208	24.9	12.2	43.4	15.6	1.0		*	0.5	*		0.5	*		0.5					*			1.5	
P209	27.2	16.0	47.9	5.6	0.5		*	*	0.5		0.5			*					*			1.9	
P210	26.0	15.7	46.6	8.8			*	*				0.5		*					*			2.5	
P210a	24.2	13.3	51.7	6.2			*	*	*			*		0.9		*	0.5		*	1.4		1.9	*
P211	29.0	15.5	49.0	3.5			*	*				1.0	2.0	*					*	*		*	*
P211r	17.9	8.5	58.7	11.9			*	*	*	*		0.5	*						*	1.0		1.5	
P212	31.7	15.1	40.0	7.8		3.4	*					1.0	0.5						*	*		0.5	
P213	20.7	16.5	50.5	10.1	1.1		*	*	*	0.5		*	*	*	*	*			*	*		0.5	*
P301	27.3	6.8	49.3	11.7	1.0		*	*	*		1.0	*		*	*	*			*			2.9	
P301r	22.3	14.9	49.0	11.9	0.5		0.5	*	*			1.0		*	*	*			*			*	
P302	24.0	8.1	51.6	10.0	4.1		*	*	0.5		*	0.5		*	*				*			1.4	
P303	25.6	12.8	55.7	5.9			*	*	*			*		*	*				*				*
P304	38.5	17.3	35.6	6.7			*	0.5	?			0.5		*	*				*			1.0	
P305	28.8	7.8	48.3	14.6			*	*			*	0.5		*	*				*			*	
P305r	28.8	20.0	33.2	14.6			*	*	*			0.5		*	*				*			2.9	
P306	5.9	21.5	57.6	10.7	3.4		*	*			0.5	0.5		*	*				*			(*)	
P307	33.3	13.9	41.3	10.4	0.5		*	*			*	0.5		*	*	*			*			*	
T1	13.1	10.2	56.3	3.9	13.6		*	*	*	*	1.5	1.0		0.5	*	*	*					(*)	
T2	19.4	22.8	46.1	9.2			*	*	0.5			*		*	*							1.9	*
T3	21.6	24.0	44.2	3.8			*	*	*			*	1.0	4.3	*	*			*			1.0	*
T4	46.4	11.7	*	31.5	10.4		*	*				*		*					*				
T5	40.7	13.6	?	38.2	7.5		*	*			*	*		*	*				*				
J	*	*	*	*	*		*	*	*			*		*	*	*			*			*	
A	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		*			*	
Tp1	20.0	12.5	56.5	11.0			*	*	*	*		*		*	*	*	*		*				*
Tp2	38.0	8.5	?	44.0	9.5		*	*				*		*	*		*						*
D01	51.0	13.5	*	29.5	6.0		*	*				*		*	*				?			(*)	

Vzorec Sample	os	q	or	pl	bt	hb	mu	ap	ort	ep	kzo	sfen	py	gt	chl	lim	cc	px	mgt	cir	mik	mirm	ser
D02	32.1	15.8	*	41.8	10.2	?		*	*			*			*	?						*	
D03	34.2	11.7	?	50.5	3.6			*	*	*		*	*		*							*	
D03a		*	*	*	*			*		*		*	*		*		*					*	
D04	49.8	10.0	?	34.8	5.5			*	*	*	*	*	*		*				*				
D05	39.1	7.4	?	40.6	11.4			*	*	*	*	*	*		*	*			*				
D06	44.6	9.3	*	38.7	7.4			*	*	*	*	*	*		*	*	?						?
D07	32.9	9.0	*	49.0	9.0			*	*	*		*	*		*	*							
D08	37.7	6.9	*	44.6	10.8			*			*	*	*		*								
D09	44.4	6.1	*	43.9	5.6			*	*			*	*		*		*						
D10	22.7	6.2	1.8	14.9	54.4	*		*	*	*		*	*		*					*			
D10a		*	*	*	*	*		*	*		*	*	*		*								
D10t		*	?	*	*	*		*			*	*	*		*								*
D10b		*	*	*	*			*	*	*		*	*		*	*	*	?					
D11	50.5	6.8	?	136.4	1.5			*	*	*	*	*	*		4.9	*				*			
D12	46.1	8.8	?	32.9			*	*	*			*	*		11.0	*	1.3						*
D12a		*	?	*			*	*		*		*	*		*	*							*
D13		*		*			*	*	*			*	*		*	*	*						*
D14	64.4	0.5	?	28.2	5.9			*				*	*				1.0						
D15	66.5	0.6	?	23.5	2.0			*		*					1.0		1.0						*
D16	49.0	14.2		28.4			*	*	*	*			*		8.3	*			*				*
D17	47.4	6.0	?	27.9			*	*	*	*		*	*		15.8		2.8						*
M01		2.5	*	55.5	2.0	40.0			?						*								
M02	69.7	1.5		17.7	0.5	10.6		*		*	*	*			*				*				
M03	72.5	0.5		17.5	*	9.5		*	*	*	*	*	*		*	*	*						*
M05	77.1	1.5	?	9.5	5.5	6.5		*	*	*		*	*		*								
M05a	71.5	2.0	*	17.5	7.5	1.5		*	*	*	*	*	*		*						?		*
M06		*		*				*		?					*				*				*
M07		*	?	64.4		35.6		*	?		*	*	*		*			?					
M08		*	?	*	(*)			*	*	*	*	*	*		*	*	*						*
M09	71.5	2.1		19.2	7.1			*	*	*		*	*		*								
M10	82.5	0.4		3.3		13.8		*		*	*	*	*		*				*		*		

Vzorec Sample	os	q	or	pl	bt	hb	mu	ap	ort	ep	kzo	sfn	py	gt	chl	lim	cc	px	mgt	cir	mik	mirm	ser
M11	56.3	5.4	?	31.3	*	2.5		*	*	*	*	*			4.6				*				
M12		1.7	?	60.0	*	36.1		*	*	*	*	*			1.7								
M13	88.5	0.5	?	2.8	*	8.3		*	*	*		*	*		*				*				*
M14		*	?	74.9	1.0	19.0		*	*	5.1	?	*							*				*
M14a	82.1	*	*	12.4	0.5	0.5		*		4.5		*	*		*		*			*			
M14b		*		*	*			*		*	*				*		*	*	*				
M15	57.5	*		12.5		30.0		*	*			*	*		*		*			*			
M15a		*	?	*	*				*			*	*		*		*			*			
M15b		*	*	*	*	*		*	*			*	*		*		*				*		*
M16		3.0		32.8		64.1		*	*	*		*	*		*								
M17	76.0	*		16.0	4.0	4.0		*	*	*			*		*								
M18	76.8	*	?	14.6		6.1		*		2.4	*	*	*		*								
M18a	68.5	2.0		6.0		23.5		*		*		*	*		*								
M18b		*		*		*		*		*					*								
M19		*		61.6		38.4		*	*	*		*	*		*								
M20	64.0	3.5		2.0		30.5		*		*		*			*								*
M20a	37.6	10.4	?	39.6	11.4			*	*	0.5		*			0.5								*
M21		*	*	61.6		38.4		*		*		*			*		*						

os – Osnova; q – Kremen; or – Ortoklaz; pl – Plagioklaz; bt – Biotit; hb – Rogovača; mu – Muskovit; ap – Apatit; ort – Ortit; ep – Epidot; kzo – Klinozoisit; sfn – Sfen; py – Pirit; gt – Granat; chl – Klorit; lim – Limonit; cc – Kalcit; px – Piroksen; mgt – Magnetit; cir – Cirkon; mik – Mikrolin; mirm – Mirmekit; ser – Sericit; * – mineral prisoten v sledovih; ? – prisotnost minerala je vprašljiva

os – Matrix; q – Quartz; or – Orthoclase; pl – Plagioclase; bt – Biotite; hb – Hornblende; mu – Muscovite; ap – Apatite; ort – Orthite; ep – Epidote; kzo – Klinozoisite; sfn – Sphen; py – Pyrite; gt – Garnet; chl – Chlorite; lim – Limonite; cc – Calcite; px – Pyroxene; mgt – Magnetite; cir – Zircon; mik – Microcline; mirm – Myrmekite; ser – Sericite; * – Mineral present in traces; ? – Mineral presence questionable

granodioritom razlagala tudi Germovšek (1954) in Duhovnik (1956), medtem ko so Dolar-Mantuani (1940), Faninger (1970, 1973), Hinterlechner-Ravnik (1971), Mioč (1978) ter Mioč in Žnidarčič (1989) menili, da sta granodiorit in njegov porfiroidni različek nastala v dveh časovno ločenih prebojih.

Mineralna sestava

Granodiorit in porfiroidni granodiorit se med seboj ločita predvsem po strukturi, mineralna sestava pa je podobna. Prevladujejo salični minerali: kremen, K-glinenci in plagioklazi, ki jih je po modalni sestavi med 80% in 98% (tabela 3). Rezultati se zelo dobro ujemajo z normativno sestavo CIPW. Preostanek pripada mafičnim mineralom, h katerim prištevam biotit, rogovačo in klorit (5% do 20%). Drugih mineralov je pod 5%, večinoma celo manj. Od značilnih kamninotvornih mineralov sem v posameznih vzorcih našla še muskovit in piroksen, od akcesornih apatit, sfen, ortit, epidot, ?klimnozoisit, cirkon, granat in neprozorne minerale. Sekundarni minerali so klorit, epidot, sfen, limonit, kalcit in sericit.

Kremen

Kremena je po modalni sestavi (tabela 3) v granodioritih in porfiroidnih granodioritih med 5% in 40%, največkrat med 20% in 30%. V porfiroidnih granodioritih je njegova količina podcenjena, ker nisem mogla oceniti, koliko ga je v osnovi. Preiskava z rentgensko difrakcijo (tabela 2) je potrdila, da je količina kremena v vseh treh različkih kamnin približno enaka (večinoma med 20% in 30%). Največ kremena vsebujejo kamnine iz robnih delov (predvsem severovzhodni rob) masiva.

V granodioritu se kremen pojavlja v treh generacijah. V vseh treh je ksenomorf. Najstarejši generaciji pripadajo večja zrna z valovito potemnitvijo. Velika so od 300 μm do 2500 μm , najpogosteje 1500 μm . Nastala so pred K-glinencem, v katerem je pogosto vključen. Druga generacija je drobnozrnat, mozaičen, razpotegnjen kremen, ki skupaj s K-glinencem zapolnjuje prostore med večjimi zrni. Zrna so velika od 5 μm do 400 μm , največkrat 200 μm . Tudi ta je kristalizirala pred K-glinencem, saj ga le-ta nadomešča (tabla 1, slika 1). Enaki generaciji kremena so našli tudi v adamellskem granodioritu (Blundy & Sparks, 1992, 1059). Delovanje pritiskov je bilo ponekod v masivu šibkejše, saj opazujemo tudi zrna kremena prve generacije brez valovite potemnitve in kremen druge generacije, ki ni izrazito razpotegnjen. Tretja generacija kremena se pojavlja v mirmekitski strukturi, ki je nastala na stiku med plagioklazom in K-glinencem (tabla 3, slika 1). Činč (1992, 20) pripisuje nastanek mirmekita v čizlakitu reakciji med K-glinencem in plagioklazom, pri kateri pride do zamenjave Na in Ca s K, kar povzroči sproščanje SiO_2 . Tudi drugi avtorji (Clarke, 1992, 63; Clark & Lyons, 1986, 1371; Dawson & Whitten, 1962, 24; Hall, 1967, 838; Drummond et al., 1988, 873) navajajo nastanek mirmekita z eksolucijsko rekristalizacijo. Ker se mirmekitsko preraščanje večinoma pojavlja na stiku K-glinenca s plagioklazom, menim, da je nastalo kot posledica reakcije med obema glinencema in da ne gre za evtektično kristalizacijo. Mirmekitski rob nastane v pozni kristalizacijski fazi, tik preden postane magma nasičena s paro (Clark & Lyons, 1986, 1371). Mirmekitska preraščanja so bolj izrazita na jugovzhodnem robu masiva, v osrednjem delu in proti severozahodu pa jih je manj.

V porfiroidnih granodioritih nastopa kremen kot vtrošnik in v osnovi. Vtrošniki merijo od 300 μm do 1700 μm , največkrat 1000 μm . Zrna v osnovi so velika od 5 μm do 300 μm . Vtrošniki ustrezajo prvi generaciji kremena iz granodiorita. Nekateri so

ohranili idiomorfne šesterokotne preseke (tabla 3, slika 2), drugi kažejo zaobljene in korodirane robove (tabla 3, slika 3). Magmatsko resorbirani robovi kažejo na zgodnjo kristalizacijo kremenca, ki naj bi bil prisoten v magmi že ob njenem prodoru (Nabelek et al., 1986, 1037). Oblike kremenca v pohorskem granodioritu in porfiroidnem granodioritu so zelo podobne oblikam kremenca v sorodnih kamninah iz adamellskega masiva (Blundy & Sparks, 1992, 1059). Ponekod talina vtrošnikov ni samo resorbirala, temveč je prišlo tudi do nastanka reakcijskega roba, na kar kažejo venčaste (koronarne) strukture. Minerala, ki se preraščata okrog vtrošnika, sta kremen in glinenec, vendar nisem mogla določiti ali gre za K-glinenec ali plagioklaz. Korodirani vtrošniki tu in tam vključujejo zgodnejše minerale – biotit in plagioklaz, deloma pa je kremen vključen v vtrošnikih plagioklazov. Iz opazovanih odnosov ne moremo ločiti posameznih generacij plagioklazov in kremenca. Prav tako ni mogoče izključiti možnosti, da je del kremenca ali plagioklazov nepretaljeni ostanek (restit) iz kamnin, ki jih je asimilirala magma. Tektonski procesi so različno močno delovali tudi na porfiroidne granodiorite. V nekaterih vtrošnikih kremen valovito potemneva oziroma je degradacijsko rekristaliziran. Zrna so razpotežena v eno smer, med seboj pa se mozaično preraščajo.

Plagioklazi

V vseh pohorskih magmatskih kamninah je največ plagioklazov. V granodioritu in porfiroidnem granodioritu jih je med 15% in 60%, večinoma pa niha njihova vsebnost med 40% in 50%. Vsebnosti se ujemajo z rezultati rentgenske difrakcije, kar pomeni, da plagioklazov ni v osnovi kamnin s porfirsko oziroma porfiroidno strukturo. V jugovzhodnih delih masiva in ponekod v robnih delih je plagioklazov nad 50%. V severozahodnih delih in predvsem v porfiroidnih granodioritih z drobnozrnato osnovo jih je manj. Najmanjša zrna dosežejo 10 μm , največja 3500 μm , najpogostejše so velika 800 μm .

Plagioklazi so med saličnimi minerali kristalizirali prvi. Navzoči so kot homogena (nedvojčična in neconarna) zrna (tabla 1, slika 2), v obliki preprostih dvojčkov (tabla 1, slika 1), polisintetskih dvojčkov (tabla 1, sliki 3 in 4), ki se zraščajo po enem ali več zakonih, in kot normalno ali oscilatorno conarna zrna (tabla 1, sliki 1 in 3). Ker so plagioklazi najbolj podrobno raziskani minerali pohorskih magmatskih kamnin, nisem ponovno določala odstotka anortita v njih. Privzemam rezultate dosedanjih raziskovalcev (Dolar-Mantuani, 1935, 1938b, 1939; Faninger, 1973; Činč, 1988, 1992), po katerih vsebujejo tako conarni kot neconarni plagioklazi povprečno okrog 35% anortita. Conarnost plagioklazov je lahko posledica delovanja konvekcijskih tokov, spremenljivega $p_{\text{H}_2\text{O}}$ ali znak neravnotežja (Clarke, 1992, 67). Plagioklazi, ki se izločijo iz granitne taline, se izredno težko uravnotežijo s talino pri temperaturah, nižjih od 1000 °C (Chappell et al. 1987, 1121). Po drugi strani pa naj bi oscilatorno conarnost povzročal predvsem spremenljivi $p_{\text{H}_2\text{O}}$ (Jonasson et al., 1992). Ker opazujemo na Pohorju normalno in oscilatorno conarne plagioklaze, menim, da je njihov nastanek posledica obeh omenjenih procesov.

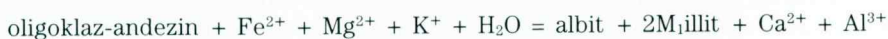
V granodioritu najdemo največkrat hipidiomorfne do idiomorfne oblike, ki jih pogosto nadomeščajo mlajši minerali – kremen in K-glinenec (tabla 1, slika 1). Zlasti nedvojčični in neconarni plagioklazi kažejo pogosto ksenomorfne oblike. Plagioklazi so navzoči v dveh generacijah, pri čemer plagioklazi druge generacije poikilitsko vključujejo dvojčične plagioklaze prve generacije. Plagioklazi prve generacije so starejši od vseh generacij kremenca in od K-glinencev. Plagioklazi druge generacije pa so nastali pred kremenom druge generacije in K-glinenci. Deloma so kristalizirali za prvo generacijo kremenca in so mlajši tudi od biotita in epidota. Kjer zrno ene generacije ne vključuje

zrn druge generacije, nisem mogla določiti, kateri generaciji pripada. V takih zrnih sem opazila vključke rogovače, biotita, muskovita, epidota, granata (tabla 1, slika 2), apatita, ortita, cirkona, klorita, sfena in neprozornih mineralov, kar pomeni, da so ti minerali najverjetneje starejši od plagioklazov druge generacije. Ponekod opazimo, da plagioklazi skupaj s K-glinencem nadomeščajo rogovačo.

V jedrih nekaterih conarnih plagioklazov opazimo homogena korodirana zrna plagioklazov (tabla 1, slika 3), ki najverjetneje predstavljajo restit (Mackenzie et al., 1988, 2509; Chappell et al., 1987, 1115; Drummond et al., 1988, 872; Maa-loe & Wyllie, 1975, 185). Chappell in drugi (1987, 1112) navajajo, da ob delnem taljenju skorje nastaneta mokra talina in suhi restit, ki predstavlja nestaljene mine-rale. Zaradi delne resorpcije so zrna zaobljena ali korodirana, njihova enotna sestava pa je v nasprotju s conarnimi pasovi, ki jih obdajajo. Podobna korodirana jedra plagioklazov, ki jih obdajajo mlajši plagioklazi, so našli tudi v adamellskem masivu (Blundy & Sparks, 1992, 1060) in jih interpretirali na enak način. Novejša dognanja se ne skladajo s Faningerjevimi (1973), ki je kot razliko med adamellskimi in pohorskimi kamninami opisal tudi odsotnost vključkov korodiranih zrn plagioklazov na Pohorju. Korodirana jedra vključujejo biotit, epidot in muskovit (tabla 1, slika 3), kar je ne- navadno glede na to, da omenjenim mineralom pripisujem magmatski izvor. Vendar opisujeta podobne vključke v restitnih jedrih tudi Holtz in Barbey (1991).

Plagioklaze pogosto nadomešča K-glinenec (tabla 1, sliki 1 in 2). Plagioklazi so često razpokani. Nekatero razpoke je ponekod zapolnil epidot. Pogosto so tudi sericitizirani in delno kaolinitizirani. Spremembe so verjetno potekale v dveh fazah. Sericitizaciji prve faze je v drugi fazi sledilo nadomeščanje s pahljačastim muskovitom (Clark & Lyons, 1986, 1375). Sericitizacijo ponekod spremlja albitizacija (Činč, 1988, 38; Nabelek et al., 1986, 1039). Rentgenska difrakcija (tabela 2) je potrdila prisotnost muskovit/illita, pirofilita in kaolinita.

V porfiroidnem granodioritu se plagioklazi pojavljajo kot vtrošniki (tabla 3, sliki 2 in 3). Gre za več generacij, ki jih lahko ločimo predvsem glede na različne stopnje spremenjenosti v isti kamnini. Nekatera zrna so popolnoma sveža, druga pa imajo spremenjena jedra oziroma vmesne dele med jedrom in robom. Posamezni vtrošniki vključujejo zrna starejših plagioklazov. Vtrošniki so idiomorfni, pogosto zaobljeni. Opazujemo preproste in polisintetske dvojčke ter conarno zgrajena zrna. Ponekod so razviti epitaksialni robovi. Poikilitsko vključujejo kremen, cirkon, rogovačo, biotit, apatit in neprozorne minerale. Podobno kot kremen so tudi vtrošniki plagioklazov ponekod razpokani in spremenjeni. Spremembe plagioklazov v porfiroidnem granodioritu so močnejše kot v granodioritu. Vtrošniki plagioklazov so ponekod sericitizirani (tabla 3, sliki 2 in 3), drugod karbonatizirani in delno epidotizirani. Podobno kot sericitizacija je tudi karbonatizacija zajela samo nekatere pasove, lahko pa celotna zrna plagioklazov. Spremembe so ponekod tako močne, da jih ne morem pripisati zgolj pre-perevanju (vzorci D12, D12a, D13, D14, D16 in D17). Najverjetneje so posledica hidrotermalnih procesov. Parneix in drugi (1985, 99) navajajo, da se ob hidrotermalnih spremembah biotita sprošča Al^{3+} , ki ni popolnoma nemobilen. Prepotuje lahko kra- tke razdalje in povzroča albitizacijo in sericitizacijo plagioklazov po reakciji:



K^+ , Fe^{2+} in Mg^{2+} so prvotno vezani v biotitu, Ca^{2+} in Al^{3+} pa se vežeta v klorit, dolomit in epidot. Disolucijske razpoke v plagioklazih so zato lahko zapolnjene s kloritom, karbonatom, illitom in epidotom. Podobne značilnosti opazujemo v omenjenih

vzorcih. Tudi z rentgensko difrakcijo (tabela 2) so bili v vzorcih D12 in D12a določeni muskovit/illit, pirofilit, klorit in mineral z zmesno strukturo tipa klorit/montmorillonit in kalcit.

K-glinenci

K-glinencev je v granodioritih od 5% do 30%, povečini med 10% in 20%. Njihova količina je v porfirskih in porfiroidnih kamninah podcenjena, ker gradijo skupaj s kremenom osnovo. Zanimivo je dejstvo, da z rentgensko analizo v nekaterih vzorcih (P98, P105, P211, P301, T5) nismo dokazali K-glinencev, čeprav sem jih v zbruskih točno določila. Ker K-glinenci nadomeščajo druge minerale, je možno, da jih zato rentgenska difrakcija ni zaznala. Kljub nadomeščanju je kristalna mreža ostala enaka, kot so jo imeli prvotni minerali. K-glinencev je največ v robnih delih masiva. Vsebnost je povsod precej spremenljiva in ne opazimo zveznih trendov naraščanja. Zrna merijo od 50 μm do 3500 μm , največkrat 1000 μm .

K-glinenci so nastali zadnji, potem ko je kamnina že razpokala. So ksenomorfni. Cementirajo razpoke in obdajajo ter bolj ali manj intenzivno nadomeščajo starejše minerale, prisotne v kamnini – kremen, biotit, apatit in rogovačo (tabela 1, slika 1). K-glinenci se pojavljajo v velikih kristalih, ki večkrat vključujejo druge minerale, in kot manjša, razpotegnjena, mozaično zraščena zrna. Redko opazimo valovito potemnitev. Domnevam, da gre najverjetneje za dve generaciji K-glinencev, ki sta bili različno močno tektonsko prizadeti. Možno pa je tudi, da so pri večjih zrnih K-glinenci nadomeščali predvsem plagioklaze, pri manjših, mozaično zraščenih zrnih, pa kremen.

Pri posameznih vzorcih, zlasti iz obeh robnih delov drugega profila in severovzhodnega roba prvega profila, sem opazila delno mikroklinizacijo K-glinencev. Dvojčične lamele so ponekod le nakazane, tako da se zdi struktura na prvi pogled podobna pertitski, drugod pa so razvite v obeh smereh (zraščanje po albitskem in periklinskem zakonu), značilnih za mikroklin (tabela 1, slika 4). Rentgenska difrakcija je pokazala, da je prevladujoči K-glinenec mikroklin in ne ortoklaz. Speer (1987, 867) navaja nasproten primer, ko je K-glinenec pod mikroskopom videti mikroklin, rentgenska difrakcija pa je zaznala prehode v ortoklaz. Na triklinski značaj pohorskih K-glinencev je na osnovi meritve kota 2V opozorila že Dolar-Mantuani (1935) in jih zato poimenovala K-anortoklaz s prehodi v mikroklin. Karamata (1959, v Faninger, 1973) je različek označil z Na bogat ortoklaz, Faninger (1973) pa ortoklaz s prehodi v mikroklin. Ker mikroklinovo mrežo opazujemo le redko, ni možno ugotoviti, ali je triklinski značaj K-glinencev posledica prehoda ortoklaza v mikroklin ali spremembe strukture zaradi pritiskov. Clark in Lyons (1986, 1374) za granitoide iz zahodnega New Hampshire navajata, da z oddaljenostjo od kontakta z okolnimi kamninami narašča triklinski značaj glinencev. Povišana količina lahkih komponent v ohlajajoči magmi pospešuje spremembo ortoklaza v mikroklin. Temperatura prehoda je v suhih razmerah 55 °C, v mokrih pa nekoliko nižja. Za adamellske kamnine navajajo Del Moro in drugi (1983, 297) ter Jobstraibizer in drugi (1983, 325–330) enak način nastopanja K-glinencev v poikilitskih kristalih, ki so se razvili iz kasnejših raztopin, bogatih s K. K-glinenci kažejo strukture nadomeščanja in so le redko v ravnotežju z okolnimi minerali. Jobstraibizer in drugi (1983, 328) so na podlagi meritev kota 2V in rentgenske difrakcije ugotovili, da je naraščanje triklinskega značaja povezano z naraščajočim urejanjem Al in Si v kristalni rešetki. Tudi v adamelskih kamninah je mikroklinsko dvojčičenje redko, čeprav z višanjem odklona od monoklinske singonije narašča možnost dvojčičenja. Različni polimorfi K-glinenca niso nastali iz prvotno monoklinske faze z difuzivno transformacijo, ker ni zveznih prehodov med monoklinsko in triklinsko singonijo.

Lahko so se razvili med primarno kristalizacijo ali rekristalizacijo v subsolidusnem področju tonalitnih do granodioritnih kamnin, verjetno pri temperaturah 730°C–750°C. Ker kamnine sekajo aplitne in pegmatitne žile, je najnižja temperatura nastanka K-glinencev njihov solidus (670°C–700°C). Vrednost je prenizka za polje stabilnosti mikrokлина. Omenjeni avtorji zato menijo, da je mikroklinizacija posledica subsolidusne rekristalizacije. Pri teh procesih so bistveno vlogo igrale voda in druge lahkihlopladne komponente. Močnejši kot je bil dotok lahkihlopladnih komponent, bolj se je struktura približevala popolni strukturi mikrokлина. Na podoben način so po mojem mišljenju nastali tudi K-glinenci v pohorskem granodioritu.

V porfiroidnem granodioritu je K-glinenec le izjemoma vtrošnik. Običajno je skupaj s kremenom v osnovi.

Biotit

Biotit je najpogostnejši mafični mineral tako v granodioritu kot v porfiroidnem granodioritu. V zbruskih ga je od nekaj % do 15%, izjemoma do 50%, največkrat med 5% in 10%. Biotit v vseh treh različnih kamninah sestavlja gnezda in melanokratne vključke, na jugovzhodnem robu masiva v okolici Cezlaka pa tudi šlire, debele od 10 cm do 20 cm. Šliri v robnih delih magmatskega masiva so po Wonesu (1980, 420) dokaz zgodnje kristalizacije biotita. Velikost zrn je od 5 μm do 3000 μm. Največ jih meri 500 μm.

Biotit je hipidiomorfen. Njegov odnos do rogovače ni popolnoma jasen. Ponekod je videti, da jo nadomešča, drugod pa, da je kristaliziral pred njo. Naney (1983, 1024) navaja, da se biotit lahko pojavi v bolj suhih razmerah, kot so potrebne za stabilnost rogovače, torej lahko kristalizira pred njo. Jobstraibizer in drugi (1983, 330) menijo, da se je v adamelskem granodioritu biotit izločal sočasno z rogovačo in srednjimi plagioklazi v srednji ali pozni stopnji kristalizacije, po nastanku jeder Ca-plagioklazov in pred kremenom ter K-glinenci, ki ga včasih nadomeščajo. V pohorskem granodioritu so odnosi nekoliko drugačni. Biotit zasledimo v korodiranih restitnih jedrih plagioklazov (tabla 1, slika 3), kar pomeni, da je deloma lahko celo restit. Pogosto je vključen v plagioklaze oziroma ga ti najedajo. Biotit druge generacije je nastal za apatitom, ortitom in epidotom, ki jih vključuje (tabla 2, slika 1). Ta generacija biotita je starejša od K-glinencev. K-glinenec se je izločal po tektonskih premikih, pri katerih so razpokala tudi zrna biotita. Zato zapolnjuje razpoke v biotitu. Najmlajša je tretja generacija biotita, ki se v drobnih lističih skupaj s kremenom povija med zrna plagioklazov (tabla 1, sliki 2 in 3).

Po Cliffordu in drugih (1962, 254) lahko biotit pri preperevanju nadomeščata hematit in sericit, po Dawsonu in Whittenu (1962, 24) klorit, levkoksen in magnetit, po Wonesu (1980, 429) in Jobstraibizerju in drugih (1983, 338) klorit, sfen in epidot, po Wardu in drugih (1992, 787) pa klorit, ortit, epidot in sfen. Feng in Kerrich (1992, 43) navajata, da je biotit bolj dovzeten za spremembe kot rogovača. Oksidira v magnetit ali se spremeni v klorit. Biotit iz pohorskega granodiorita je predvsem različno močno kloritiziran. Ob spremembi v klorit je ponekod nastal tudi epidot, izločil pa se je tudi neprozoren mineral, verjetno magnetit. Ponekod je biotit limonitiziran. Clifford in drugi (1962, 254) navajajo, da ob nadaljevanju sprememb tako biotit kot klorit lahko nadomešča stilpnomelan. Tudi v posameznih pohorskih vzorcih je rentgenska difrakcija pokazala prisotnost stilpnomelana (tabela 2).

V porfiroidnih granodioritih je biotit lahko samostojen vtrošnik v plagioklazih in kremenu, ki sta kot vtrošnika kristalizirala za njim, v vtrošnikih nadomešča rogovačo (tabla 3, slika 4) in skupaj s kremenom in K-glinencem gradi osnovo. Na podlagi

omenjenih odnosov sklepam, da je rogovača kristalizirala pred biotitom, biotit pa pred plagioklazom in kremenom. Biotit porfiroidnih granodioritov je bolj spremenjen kot v granodioritu. Gre za avtometamorfozo. Kjer so spremembe najmanj izrazite, je delno kloritiziran (tabla 3, slika 4) oziroma delno kloritiziran in epidotiziran. Močnejše spremembe so povzročile popolno kloritizacijo in izločanje magnetita. Kasnejše hidrotermalne spremembe so povzročile razpad v klorit, belo sljudo, kalcit in magnetit. V najbolj spremenjenih kamninah pa se ni ohranil niti klorit in zato opazujemo le belo sljudo, epidot in magnetit, oziroma belo sljudo in kalcit (tabla 2, slika 2). V hidrotermalno spremenjenih granitih spremljajo kloritizacijo biotita sekundarne faze – bela sljuda (corrensit = mineral z zmesno strukturo), glineni minerali, kalcit, epidot, Ti-oksidi in sulfidi (Parneix et al., 1985, 90, 92). Omenjeni avtorji navajajo, da v prvi fazi, ko so spremembe manj intenzivne, klorit nadomešča biotit po ploskvi (001). V drugi fazi sledi delno nadomeščanje biotita s corrensitom in levkoksenom, nadomeščanje corrensita s kloritom in epidotom ali nadomeščanje biotita s kloritom, dolomitom in levkoksenom. Corrensit ni stabilen pri temperaturah, višjih od 280 °C, epidot ne kristalizira pri temperaturah, nižjih od 220 °C, dolomit ne pri višjih od 200 °C, klorit pa je stabilen pri temperaturah okrog 200 °C. Ker opazujemo podobno mineralno združbo tudi v hidrotermalno spremenjenih vzorcih D12, D12a, D13, D14, D16 in D17, menim, da je bila temperatura sprememb med 200 °C in 220 °C. Tudi rentgenska difrakcija (tabela 2) je v vzorcih D12 in D12a potrdila prisotnost muskovita/illita, klorita in minerala z zmesno strukturo tipa klorit/montmorillonit in kalcita, ob tem pa odsotnost biotita. Bellieni in drugi (1991, 36) razlagajo pojav klorita in sekundarnega muskovita v masivu Rensen (Vzhodne Alpe) kot posledico delovanja poznih ali post-kristalizacijskih raztopin na granitoidne kamnine.

Rogovača

Rogovača je prisotna le v tretjini vseh raziskanih vzorcev granodiorita in porfiroidnega granodiorita. V sledovih se pojavlja v vzorcih južnega dela prvega profila. Vzorci osrednjega dela drugega profila in vzorci iz robnih delov tretjega profila je vsebujejo do 4%. Do 1,5% rogovače nastopa v obliki vtrošnikov v porfiroidnem granodioritu (D2, D5, D10, D10a). Z rentgensko difrakcijo je bila določena še v vzorcih D4 (porfiroidni granodiorit), D12a (hidrotermalno spremenjeni porfiroidni granodiorit) in D15. Le v vzorcu granodiorita iz apofize, ki predira metamorfne kamnine v Zg. Novi vasi, je prevladujoč mafični mineral (rogovača 13,5%, biotit 4%). Zrna so velika od 20 µm do 2000 µm, največkrat 800 µm. Tudi v manj razvitem (diferenciranem) granodioritu iz Vzhodnih Alp (Rensen) so amfiboli redki (Bellieni et al., 1991, 25).

V granodioritu je rogovača ksenomorfna, izjemoma hipidiomorfna. Pogosto je razpokana. V posameznih presekih zasledimo značilno razkolnost pod kotom približno 120°. Zagotovo je mlajša od ortita, katerega poikilitsko vključuje, in starejša od nekaterih plagioklazov in K-glinenca, kateri jo nadomeščajo. Kot sem že omenila, odnos med biotitom in rogovačo ni popolnoma jasen. Rogovača je lahko kristalizirala pred biotitom, saj jo ta ponekod nadomešča. Drugod pa vidimo, da je mlajša, ker vsebuje vključke biotita. Stabilnost rogovače je odvisna od vsebnosti CaO in H₂O v sistemu. V poskusih Naneya (1983, 993, 1009) je nastala samo v granodioritnih talinah, bogatih s Ca. Pri tlaku 200 MPa mora talina vsebovati najmanj 4 ut% H₂O, pri tlaku 800 MPa pa 2,5 ut%. Mineralni združbi, ki jo opazujemo v pohorskih granodioritih, najbolj ustrezajo rezultati poskusa pri tlaku 800 MPa in 10 ut% H₂O, kjer avtor navaja kristalizacijsko zaporedje rogovača, biotit, plagioklaz, resorbirana rogovača, kremen, para in

alkalni glinenci. Pri ravnotežnih razmerah rogovača v tem primeru ni prisotna v subsolidusni združbi. Tudi Zen (1986, 1112) navaja, da je rogovača soobstoja s peraluminjsko magmo, kakršna je dala tudi pohorske magmatske kamnine (Zupančič, 1994a), le pri visokih tlakih, večjih ali enakih 5 kb. Jobstraibizer in drugi (1983, 334) ugotavljajo, da gre v primeru, ko biotit nadomešča rogovačo, za uravnoteženje prek širokega razpona temperatur.

V porfiroidnih granodioritih ima rogovača idiomorfne kristale (tabla 3, slika 4). Ponekod so dvojčični po ploskvi (100). Vključujejo ortit in epidot. Biotit, ki nadomešča rogovačo, je delno kloritiziran (tabla 3, slika 4). Speer (1987, 875) navaja, da je reakcija talina + rogovača = biotit lahko posledica ravnotežne ali neravnotežne kristalizacije. Če sta produkta nadomeščanja biotit in klorit (in ne epidot), reakcija ni subsolidusna.

Muskovit

Muskovit je prisoten le izjemoma. Zrna merijo med 200 μm in 600 μm . V sledih sem ga našla v nekaterih vzorcih iz prvega in drugega profila ter v vzorcih T2 in T3. Večinoma je nastal sekundarno pri sericitizaciji plagioklazov. Tedaj pogosto kaže pahljačaste oblike. Prav tako je muskovitu podoben mineral, ki je nastal ob hidrotermalnih spremembah nekaterih porfiroidnih granodioritov (tabla 3, slika 3). Ker v resnici ne gre za muskovit, temveč za glineni mineral z zmesno strukturo, ga v skladu z literaturo (Parneix et al., 1985, 90; Speer, 1987, 868) imenujem bela sljuda. Magma iz izvora pa je gotovo muskovit v vzorcu P212 (tabla 1, slika 3). Skupaj z biotitom je vključen v plagioklazih (pogosto v korodiranih jedrih) oziroma se povija okrog njih. Muskovit je v ravnotežju z granitno talino pri tlakih, višjih od 4 kbar (Clarke, 1992, 69).

Pirokseni

Pirokseni so redki. Velikost zrn ne presega 30 μm . Našla sem jih le v sledovih v vzorcu granodiorita iz apofize T1, za katerega je značilna tudi visoka vsebnost mafičnih mineralov, predvsem rogovače. Od nje se loči po nekoliko višjem reliefu, odsotnosti lastne barve in pleohroizma in pojavu polisintetskega dvojčičenja (tabla 2, slika 3). Zaradi premajhne količine in velikosti zrn ni bilo možno določiti, kateremu piroksenu pripadajo niti z mikroskopijo in ne z rentgensko difrakcijo.

Apatit

Apatit je v vseh pohorskih magmatskih kamninah akcesoren mineral. Najmanjša zrna merijo 5 μm , največja dosežejo 250 μm , najpogosteje pa meri 100 μm . Kristaliziral je zelo zgodaj, najverjetneje celo prvi. To dokazujejo njegovi vključki v ortitu (tabla 2, slika 1), obdanem z epitaksialnim robom epidota in vključenim v biotitu. Apatit je vključen tudi v plagioklazih tako v globočnini kot v predornini. Lahko je obdan s K-glinencem. Apatit, ki je vključen neposredno v biotitu, je lahko sekundarni restit. Prvotno je predstavljal vključen v restitnih piroksenih. Ko so ti reagirali s talino v rogovačo in biotit, se je apatit ohranil kot sekundarni restit (Chappell et al., 1987, 1128; Mackenzie et al., 1988, 2509). Dodaten dokaz, da je bil v talino prinesen apatit iz skorje, je prebitek celotnega P_2O_5 v kamnini. Granitoidne magme lahko zapustijo izvorno področje le s tako količino P_2O_5 , kot je raztopljena v talini pri njenem nasičenju (Harrison & Watson, 1984, 1473). Običajna vrednost za granitoidne magme, nasičene s P_2O_5 , je 0,01%–0,12%, kar ustreza temperaturi 750 °C–900 °C. Pohorske magmatske

kamnine (brez malchitov) vsebujejo povprečno približno 1,45% P_2O_5 . Čas raztapljanja apatita je v mokri magmi (6% H_2O) pri 750°C zelo kratek (20 let za 100 μm zrno), v suhi pri 950°C pa daljši (2 milijona let za 100 μm zrno). Ker granitoidne magme navadno vsebujejo nad 3% H_2O , se je apatit, vnesen iz skorje, raztopil razmeroma hitro (Harrison & Watson, 1984, 1473). V talini pohorskih magmatskih kamnin se je večina vnesenega apatita verjetno raztopila, ohranil se je le tisti, ki so ga pred raztapljanjem zaščitili obdajajoči minerali. Apatit večinoma nastopa v paličastih zrnih, redkeje opazujemo pravilne heksagonalne preseke. Glede na eksperimentalne podatke je igličast apatit znak hitrega strjevanja taline (Reid et al., 1983, 247).

Ortit

Skoraj v vseh pohorskih magmatskih kamninah je ortit eden od pomembnejših akcesornih mineralov. Nisem ga našla le v nekaterih vzorcih iz severnega roba prvega in drugega profila in nekaterih porfiroidnih granodioritih. Večinoma ga je manj kot 1%. Izjemoma to vrednost presega v vzorcu P112 (1,4%). Zrna merijo med 20 μm in 500 μm , največkrat 80 μm . Od epidota se loči po intenzivnejši rjavi barvi. Kristaliziral je za apatitom in neprozornim mineralom, ki ju ponekod vključuje (tabla 2, slika 1). Za njim so se izločili vsi drugi minerali – epidot, sfen, rogovača, biotit (tabla 2, slika 1), plagioklazi, kremen in K-glinenec. Ortiti pogosto kaže idiomorfne, ponekod hipidiomorfne preseke. Nekatera zrna so dvojlična, druga dvojlična in conarna ali samo conarna. Pogosto ga obdaja epitaksialni rob epidota (tabla 2, slika 1). Meja med obema mineraloma je ostra. Idiomorfna oblika zrn in odsotnost struktur preraščanja kažejo, da je v talini zelo zgodaj prišlo do nasičenja z ortitom, in da se je kristalizacija končala, ko je bilo prisotne še precej taline. Razlog za zgodnjo kristalizacijo ortita je njegova omejena topnost v granitoidnih talinah. Epidot je v kristalizacijski združbi nadomestil ortit, a z njim ni bistveno reagiral. Neodvisna, idiomorfna, enakomerno razporejena zrna približno enake velikosti in conarnost, vzporedna idiomorfnim kristalnim oblikam, so dokazi, da ortit ni restit, temveč je kristaliziral iz taline (Gromet & Silver, 1983, 931).

Epidot

Epidot zavzema v granodioritih in porfiroidnih granodioritih večinoma pod 1%, izjemoma ga je več (3,6% v vzorcu P112). Več ga je v jugovzhodnih delih masiva, v več vzorcih iz severozahodnega dela pa ga nisem našla. V jugovzhodnih delih se pojavlja predvsem kot magmatski mineral ali kot restit, drugod kot sekundarni mineral. Razpon velikosti zrn je med 40 μm in 500 μm , največkrat pa merijo 300 μm .

Za magmatski izvor govori epitaksialna rast okrog ortita (tabla 2, slika 1). Ostra meja med jedri ortita in robom epidota po ugotovitvah Dawesa in Evansa (1991, 1029, 1030) pomeni, da je rast ortita povzročila znižanje vsebnosti REE. Epidot je bil nestabilen, dokler se ni temperatura dovolj znižala, da je lahko epitaksialno obrastel ortit. Poleg tega pogosto nastopa v idiomorfnih kristalih, vključenih v drugih mineralih, zlasti biotitu. Tudi v tem primeru pogosto vključuje majhno jedro ortita, izjemoma pa je dvojličen. Ward in drugi (1992, 787) so prav tako našli primarne vključke epidota v biotitu. Idiomorfizem epidota v pohorskem granodioritu kaže na njegovo primarno kristalizacijo iz magme (Gromet & Silver, 1983, 927). Naney (1983, 1025) je tudi eksperimentalno dokazal, da je epidot lahko primarna faza. Povišana vsebnost Fe povečuje njegovo stabilnost. Pri 800 MPa se pojavi v hipersolidus fazi, kar pomeni, da je soobstojnost epidota in silikatne taline odvisna od tlaka. Tudi Dawes in Evans (1991, 1029) omenjata kristalizacijo epidota ob visokih p_{tot} in p_{H_2O} . Izloča se lahko zelo

zgodaj, ko je v talini prisotnih manj kot 25 % kristalov. Stabilnost mineralov, ki so rastle pri visokih pritiskih, po mnenju omenjenih avtorjev zahteva, da se je magma dvignila hitro iz globine, večje od 20 km, kar kaže na to, da se tudi z vodo bogata silikatna talina lahko naenkrat dvigne do ravni skorje (pod 6 km). Bellieni in drugi (1991, 37) tudi za epidot iz granitoidnih kamnin Rensna (Vzhodne Alpe) navajajo magmatski izvor. Predvidevajo pa, da je nastal med zadnjimi fazami kristalizacije, ko je s tekočino bogata preostala (rezidualna) magma povzročila spremembo zgodaj kristaliziranih faz. Amfibol, plagioklaz in magnetit so s talino reagirali v epidot, biotit in kremen. Menim, da se nastanek pohorskega epidota najbolje sklada s hipotezo Dawesa in Evansa (1991, 1029).

V plagioklazih opazimo skeletni epidot, oziroma je epidot vključen v restitnih jedrih. Predstavlja lahko restit (Dawes & Evans, 1991, 1022) ali pa je skeletna rast posledica hitre rasti oziroma prepočasnega dotoka snovi.

Sekundarni epidot nadomešča biotit, amfibole, plagioklaze in osnovo. Podobno pojavljanje epidota Cook in drugi (1991, 836) pripisujejo avtometamorfozi med zadnjimi fazami ohlajanja mokre magme.

Razmeroma pogosto sem opazila mineral, ki je ob izključenem analizatorju enak epidotu, ob vključenem analizatorju pa ima anomalne rumeno-modre interferenčne barve I. reda. Možno je, da pripada klinozoisitu, ali pa da gre za presek epidota, ki je blizu izotropnemu in so zato interferenčne barve nizke. V tabeli 3 sem take minerale uvrstila med klinozoisite.

Cirkon

Cirkon sem našla v večini kamnin. Ker se pojavlja v izredno drobnih, paličastih zrnih (pod 20 μm), ga je ponekod težko določiti. Tudi njegova količina je v primerjavi z drugimi akcesornimi minerali zelo majhna. Prisotnost cirkona potrjuje, da je bila talina nasičena s Zr (Clarke, 1992, 71). Ker je pogosto vključen v plagioklazih in biotitu, je nastal pred njima ali pa je lahko tudi restit. Vendar ni jasno, kakšen je njegov odnos do mineralov, ki so kristalizirali med prvimi (apatit, ortit, sfen, neprozorni minerali). V skladu z ugotovitvami Charoya (1986, 588) lahko kristalizira zelo zgodaj ali celo predstavlja restit. Da je cirkon restitna faza, sklepajo Drummond in drugi (1988, 881) tudi iz dejstva, da je topnost Zr v peraluminijskih talinah omejena, večina vzorcev pa vsebuje nad 100 ppm Zr. Enako velja tudi za raziskovane vzorce.

Neprozorni minerali

V vseh vzorcih sem našla neprozorne minerale. Merijo od 10 μm do 1000 μm , najpogostejše 100 μm . Pirit prepoznamo v kamnini tudi makroskopsko. V granodioritu se ponekod kopiči v manjših gnezdih. Neprozorni minerali so verjetno kristalizirali zelo zgodaj, saj so vključeni v ortit in pogosto kažejo idiomorfne oblike. V porfiroidnih granodioritih neprozoren mineral ponekod rdečkasto preseva, kar kažejo na možno prisotnost magnetita ali hematita, vendar ju je težko razlikovati med seboj in od piritu. Hematit je v težki frakciji in vzorcu Tp1 potrdila tudi rentgenska difrakcija. Magnetit se je izločil iz biotita ob njegovi kloritizaciji. Neprozorni minerali in biotit so v nekatereh vzorcih limonitizirani.

Sfen

V približno polovici vseh pregledanih vzorcev sem ugotovila prisotnost sfena. Največ ga je v granodioritih, kjer lahko po modalni sestavi zavzema do 1 %, v vzorcu iz apo-

fize T1 celo 1,5%. V porfiroidnih granodioritih, predvsem v različnih z drobnozrnato osnovo, je manj pogost oziroma ga nisem našla. Pojavlja se v izoliranih, idiomorfnih do hipidiomorfnih zrnih, zvečine velikih med 500 μm in 700 μm . Kristaliziral je razmeroma zgodaj, a za ortitom, ki se pojavlja v njem kot vključek. Gromet in Silver (1983, 931) navajata, da je zgodnja kristalizacija sfena posledica njegove omejene topnosti v talinah granitne sestave. Progresivna kristalizacija granitne magme daje z SiO_2 obogatene rezidualne taline, kar povzroči kristalizacijo sfena in ortita, ko je prisotno še približno 50% taline. Železovi in titanovi oksidi so verjetno oblikovali kristalizacijska jedra sfena. Izločanje biotita je povzročilo padec vsebnosti TiO_2 v talini in s tem preprečilo nadaljnjo kristalizacijo sfena.

Sfen je redkeje hipidiomorfen. Takrat je deloma lahko nastal kot razpadni produkt biotita (Nabelek et al., 1986, 1039). V vzorcih porfiroidnih granodioritov je takšen sfen težko ločiti od kalcita. Kot produkt sprememb dacitov iz adamellskega masiva Beccaluva in drugi (1983, 343) poleg sericita, ortita, epidota in klorita navajajo tudi sfen.

Granati

Granati se le izjemoma pojavljajo v vzorcih granodiorita iz jugovzhodnega dela masiva. Največ in največji so v vzorcu T3, ki predstavlja najbolj jugovzhodno ležeči granodiorit v stiku z metamorfnimi kamninami. Dosežejo približno 1000 μm . Granati kažejo prekinjeno rast. Po prvi stopnji kristalizacije so bila jedra korodirana. Obdali so jih plagioklazi, biotit in kremen. Ob nadaljevanju rasti so večinoma dobili idiomorfno obliko. Ponekod je pri nadaljnji rasti granat le delno obdal starejše jedro (tabla 1, slika 2). Zunanji rob granatov ponekod nadomeščata biotit in epidot. Ni gotovo, ali je izvor granatov magmatski ali metamorfen. Dawes in Evans (1991, 1024) omenjata, da magmatski izvor potrjujejo idiomorfne oblike, ki so lahko zaobljene ali resorbirane, nastopanje v magmatskih plagioklazih s conarnostjo in predvsem kemična sestava. Za granate, vnesene v talino iz metamorfnih kamnin je značilno, da so zaobljeni, obdani z osnovo in kažejo korodirane obroče, zapolnjene s kloritom. Drummond in drugi (1988, 874) ločijo magmatski granat od metamorfne po idiomorfnih do hipidiomorfnih oblikah; velikosti zrn, primerljivi z zrnastostjo preostale kamnine; odsotnosti razpadnih produktov granata, kar kaže na ravnotežje s peraluminijsko talino. Glede na strukturo pohorskih granatov ne moremo točno določiti njihovega izvora. Kemičnih analiz, ki bi pomagale pri ugotavljanju njihovega izvora, nimamo, zato puščam vprašanje njihovega nastanka zaenkrat še odprto.

Klorit

Kloritizacija je najpogostnejša sprememba mafičnih mineralov. Zasledila je nisem le v zelo svežih vzorcih. Biotit je bolj kloritiziran kot rogovača (tabla 3, slika 4). Kjer so spremembe najmočnejše, opazujemo popolno psevdomorfozo klorita po biotitu. Klorit ponekod pahljačasto zapolnjuje razpoke ali nadomešča osnovo. Navadno je svetlo zelen in pleohroičen, izjemoma je brezbarven ali slamnato rumen. Skoraj vedno kaže vijoličaste anomalne interferenčne barve I. reda. Kadar so le-te berlinsko modre, gre za različek penin.

Kalcit

Kalcit je nastal ob razpadu Ca-plagioklazov, biotita in ponekod rogovače. V hidrotermalno spremenjenih vzorcih zapolnjuje razpoke in nadomešča osnovo. V teh vzorcih so pogostna večja polja kalcita z dobro vidnimi dvojčičnimi lamelami. Ob robovih

so pogosto degradacijsko rekristalizirana (tabla 2, slika 2). V porfiroidnem granodioritu se izjemoma pojavljajo votlinice. Te so ponekod zapolnjene s pahljačastim kalcitom. V hidrotermalno spremenjenih vzorcih je količina kalcita previsoka (1%–3%), da bi jo lahko pripisali le mobilizaciji iz mineralnih faz, ki vsebujejo Ca. Sklepam, da je bil v kamnine prinesen tudi s hidrotermalnimi raztopinami.

Malchit

Struktura

Malchiti so holokristalne, drobnozrnate kamnine. Večinoma so neenakomerno zrnati. Imajo porfiroidno strukturo. Po zrnivosti osnove, razmerju med minerali v osnovi ter številu in vrsti vtrošnikov jih je možno ločiti v več podskupin.

Pri večini debelozrnatih vzorcev je razmerje med plagioklazi in rogovačo v osnovi približno enako. V vzorcih M14 in M19 nekoliko prevladujejo plagioklazi, v vzorcu M16 pa rogovača. Vtrošnikov je povsod izredno malo. Največkrat jih več pripada plagioklazom, le izjemoma rogovači (M14 in M19). V srednjezrnatih vzorcih je osnove med 60% in 80%. Večinoma v njej prevladujejo plagioklazi. Ti so prav tako prevladujoči vtrošnik. Tudi v drobnozrnatih vzorcih zavzema osnova med 60% in 80%. V vzorcih M2 in M10 je razmerje med mafičnimi in saličnimi minerali v osnovi enako, pri drugih pa prevladuje rogovača. Ta je tudi najpogostnejši vtrošnik. Izjema je vzorec M2, kjer prevladujejo plagioklazi. Ker se malchiti med seboj precej razlikujejo, zagotovo niso nastali istočasno. Mehanizem nastanka in izvorna magma pa sta bila verjetno precej podobna.

Mineralna sestava

V malchitih sem pod mikroskopom določila rogovačo, biotit, plagioklaze in kremen. Akcesorni minerali so apatit, ortit, sfen, cirkon in neprozorni minerali. Kot sekundarni minerali so nastali sericit, klorit, epidot, ?klnozoisit, kalcit, limonit in aktinolit. Z rentgensko difrakcijo je bila v nekaterih vzorcih potrjena tudi prisotnost K-glinenca, ki je ponekod ortoklaz, drugod mikroklin. Ker ga pod mikroskopom nisem opazila, je verjetno ves v osnovi. V nadaljevanju opisujem samo bistvene minerale malchitov. Za preostale velja, da nastopajo podobno kot v drugih pohorskih magmatskih kamninah.

Kremen

V malchitih tvori kremen tako osnovo kot posamezne vtrošnike. Glede na rezultate rentgenske difrakcije ga je med 10% in 20%, po modalni sestavi, kjer je količina zaradi pojavljanja v osnovi podcenjena, pa do 3%. Kremenovi vtrošniki (velikost med 300 μm in 500 μm) predstavljajo starejšo, kremen iz osnove (velikost od 5 μm do 50 μm) pa mlajšo generacijo. Vtrošniki so vedno zaobljeni ali korodirani. Redko so obdani z obročem mafičnih mineralov, bodisi neprozornih ali popolnoma kloritiziranih, tako da ni mogoče ugotoviti, kaj je bil prvotni mineral. Podobno strukturo v adamellskih kamninah opisujeta Blundy in Sparks (1992, 1042). Obroč rogovače okrog kremenca naj bi nastal zaradi reakcije ksenokristalov kremenca z magmo mafičnih vključkov. Chappell in drugi (1987, 1115) na podlagi take strukture uvrščajo kremen med restitne minerale.

Plagioklazi

Plagioklazov je v malchitih med 30% in 60%, vendar je zlasti v osnovi količino težko določiti. V debelozrnati osnovi (400 μm) imajo plagioklazi idiomorfne do hipidiomorfne oblike. So conarni in dvojčični. V srednje- in drobnozrnati osnovi (od 5 μm do 250 μm) so hipidiomorfni in ksenomorfni. Generacija v osnovi je najmlajša. V vtrošnikih jih je med 3% in 30%. Veliki so med 500 μm in 2000 μm , največkrat 1000 μm . So idiomorfni, conarni in dvojčični. V nekaterih primerih so zaobljeni. Ponekod opazimo starejša, zaobljena jedra, okrog katerih se je nadaljevala conarna rast. Nekateri vtrošniki so obraščeni z epitaksialnim robom (tabla 2, slika 4). Vtrošniki so verjetno kristalizirali v več stopnjah ali pa so se pogoji v magmi spreminjali. Tako opazimo vtrošnike, ki imajo najmočnejše spremenjena jedra, vmesno cono ali zunanji rob. Najbolj spremenjeni del naj bi ustrezal najbolj bazični coni (coni z največ Ca). Plagioklazi vključujejo cirkon, apatit in rogovačo. Najpogostnejša sprememba je sericitizacija, redkeje karbonatizacija in epidotizacija. V neposredni bližini stika s granodioritno prikamnino so močnejše spremenjeni.

Rogovača

Rogovače je do 65%. V osnovi je v drobnih iglicah (od 20 μm do 100 μm), ki ponekod kažejo fluidalno strukturo. V vtrošnikih je idiomorfna, redkeje hipidiomorfna. Vtrošniki merijo od 100 μm do 1,5 cm, največkrat 2000 μm . Pogosto opazimo preproste dvojčke po (100). Dvojčičenje je lahko tudi bolj zapleteno. Preraščata se lahko dva ali trije dvojčični kristali. Zrna so pogosto razpokana. Nastale razpoke so zapolnili minerali osnove, med katerimi je tudi igličasta rogovača (tabla 2, slika 4). V posameznih primerih vidimo tudi skeletno rast rogovače. V mafičnih vključkih v adamellskem masivu ima rogovača prav tako votla jedra, zapolnjena s plagioklazi. Blundy in Sparks (1992, 1057) sta pojav razložila s hitro podhladitvijo mokre bazične magme, v kateri pred tem ni bilo rogovače. Do strjevanja je prišlo pri temperaturi 960 $^{\circ}\text{C}$ ali pod njo. Vsaj deloma lahko ta interpretacija velja tudi za malchit, kjer je skeletna rast nedvoumna. Izjemoma se rogovača nakopiči v gnezdih ali gradi izredno velike vtrošnike (do 1 cm). Redko je spremenjena. Največkrat je epidotizirana, redkeje kloritizirana in karbonatizirana. Kloritizacija je intenzivnejša le ob stiku s granodioritom.

Aktinolit

V vzorcu M14b sem določila sekundarni aktinolit. Vsi vzorci iz tega vzorčnega mesta, ki verjetno leži ob prelomni coni, so močno spremenjeni. Mafični minerali so v različnih M14a in M14b popolnoma epidotizirani, tako da jih pravzaprav ne prepoznamo več. V drobneje zrnatem različku M14 je rogovača sicer ohranjena, a tudi tu je epidota približno 5%. Za adamellske kamnine Jobstraibizer in drugi (1983, 334) prav tako omenjajo pojav sekundarnega aktinolita, medtem ko Blundy in Sparks (1992, 1061) navajata nizkotemperaturno metamorfno združbo tremolit-klorit-epidot, ki je posledica delovanja poznejših raztopin.

Sklep

Prvotna talina, iz katere so kristalizirale pohorske magmatske kamnine, je vsebovala restitna zrna, ki izvirajo iz izvirne kamnine – amfibolita. Tak značaj kažejo predvsem homogena in korodirana jedra plagioklazov ter vključki biotita (in musko-

vita) v njih. Glede na geokemične podatke sta bili restitni fazi delno tudi apatit in cirkon.

Iz magme so prvi kristalizirali sulfidi. Sledil jim je apatit. Možno je, da se je sočasno z njim začel izločati tudi cirkon. Naslednji je nastal ortit. Po zmanjšanju vsebnosti LREE se je namesto njega pričel izločati epidot. V magmi je bilo prisotnih manj kot 25% kristalov. Pritiski so v tej fazi presegali 800 MPa. Zaradi omejene topnosti TiO_2 v granitoidni magmi je nato kristaliziral sfen. Sledilo je izločanje bodisi biotita ali rogovače. Glede na to, da biotit lahko kristalizira iz bolj suhe magme kot rogovača, je možno, da je v resnici kristaliziral nekoliko pred njo. Oba minerala sta nekaj časa kristalizirala sočasno, zato odnosi med njima niso jasni. Razmere, ki so vladale ob izločanju rogovače, so bile tlak 800 MPa in 10% vode v talini. Biotit je nadomeščal rogovačo prek širokega razpona temperatur, ko je bila magma še tekoča. Z začetkom izločanja biotita se je zaradi padca TiO_2 v magmi končala kristalizacija sfena. Kristalizacija rogovače se je končala, biotita pa nadaljevala. Pridružili so se mu plagioklazi. Glede na to, da so conarni, je bila temperatura nižja od 1000 °C, parcialni tlak vode pa je bil spremenljiv. Sledila je kristalizacija kremenca prve generacije in bolj kislih plagioklazov. V končni fazi so biotit tretje generacije, kremen druge generacije in muskovit zapolnili prostore med zrn. Ob izločanju muskovita je bil tlak višji od 400 MPa. V tej fazi je magmatski masiv v glavnem otrdel.

V naslednji fazi je zaradi tektonskih dogajanj kamnina razpokala. Nastale so razpoke, zdrobljene cone in toge deformacije mineralnih zrn. Skozi razpoke so se pretakale avtometamorfne raztopine, iz katerih se je izločal K-glinenec. Ob njegovem stiku s plagioklazi je pogosto prišlo do nastanka mirmekitske strukture. Zaradi delovanja raztopin, lahko pa tudi povišanih pritiskov, je pri temperaturah med 700 °C in 750 °C prišlo do mikroklinizacije.

Med zadnjimi fazami ohlajanja magmatskega masiva so se zaradi avtometamorfze biotit in glineni ponekod spremenili v klorit, epidot, sfen, kalcit, sericit in kaolinit. Ponekod v severozahodnem delu masiva so bile spremembe hidrotermalne. Temperatura teh sprememb je bila glede na mineralno združbo med 200 °C in 220 °C.

Minerals from the Pohorje igneous massif

Summary

The granodiorite and its porphyritic varieties have similar mineralogical composition. The mineral association is dominated by 80%–95% of salic minerals: quartz, medium plagioclase, K-feldspar. The prevailing mafic mineral is biotite, and hornblende is scarce. Accessory minerals are apatite, orthite, sphene, epidote, zircon, opaque minerals, muscovite, pyroxene and garnet. In the lamprophyres, the most abundant minerals are hornblende and medium plagioclase.

The first minerals that were present in the magma were restitic plagioclases that are preserved as corroded core in the plagioclases of the first generation. According to Zr and P content, the apatite and zircon could also be of restitic origin (Chappell et al., 1987; Mackenzie et al., 1988; Charoy, 1986; Drummond et al., 1988).

The first phases to crystallise from the magma were probably sulphides, followed by apatite, zircon and orthite. Gradationally zoned orthite, epitaxially overgrown by epidote is common. It is a consequence of the LREE content decrease in the melt.

At this stage in the melt there were present less than 25% of crystals (Dawes & Evans, 1991). The pressure was over 800MPa (Naney, 1983). The limited TiO_2 solubility in the melt facilitated sphene crystallisation (Gromet & Silver, 1983). Next in the crystallisation sequence was biotite and/or hornblende. Some observations suggest that biotite may be expected to form under "drier" conditions than hornblende (Naney, 1983). Hornblende precipitation ended and biotite continued. In the still liquid magma hornblende was partly replaced by biotite over a wide range of temperatures. The precipitation of biotite caused TiO_2 decrease that stopped sphene crystallisation. The first generation of plagioclases followed. These plagioclase grains are twinned and/or normal and oscillatory zoned. The temperature of crystallisation was lower than 1000°C (Chapell et al., 1987) and $p_{\text{H}_2\text{O}}$ was changeable (Jonas-son et al., 1992). Next in the crystallisation sequence was the first generation of quartz and the second of plagioclases. The second generation of biotite, quartz, and exceptionally muscovite, crystallised in the interstices.

After cooling the intrusive body was subjected to brittle deformation. Subsequent fluid circulation caused fracture cementation and partial recrystallisation. On the contacts between plagioclases and K-feldspars occurred myrmekitic structure. K-feldspar occurs in poikilitic crystals developing from later potassium rich solutions. They show intermediate to high triclinity caused by increased pressure and/or fluid activity at temperatures between 700°C and 750°C (Jobstraibizer et al., 1983).

The majority of rocks was partly autometamorphosed – primary minerals were partially or fully replaced by chlorite, epidote, sphene, calcite, sericite or kaolinite. According to the mineral assemblage, the changes were hydrothermal in some places, reaching temperatures of 200°C to 220°C (Parneix et al., 1985).

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1. K-glinenec (K) vključuje in nadomešča rogovačo (h), biotit (bt), dvojčične in conarne plagioklaze (p) in kremen (q)

Vzorec P306. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

Fig. 1. K-feldspar (K) incorporating and replacing hornblende (h), biotite (bt), twinned and zoned plagioclase (p) and quartz (q)

Sample P306. Crossed polars. Scale bar 0.2mm

Sl. 2. Granat (g) kaže prekinjeno rast. Jedro so korodirali plagioklazi (p). Plagioklaze nadomešča K-glinenec (K)

Vzorec T3. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

Fig. 2. Garnet (g) showing interrupted crystallisation. Its core corroded by plagioclases (p). K-feldspar (K) is replacing plagioclase

Sample T3. Crossed polars. Scale bar 0.2mm

Sl. 3. V homogenem restitnem jedru plagioklaza (p) sta vključena biotit (bt) in muskovit. Odrašča ga mlajši conaren plagioklaz. Medprostore zapolnjujeta muskovit (m) in kremen (q)

Vzorec P212. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

Fig. 3. Homogenous restitic core of plagioclase (p) incorporating biotite (bt) and muscovite is overgrown by zoned plagioclase. Muscovite (mu) and quartz (q) in the interstices

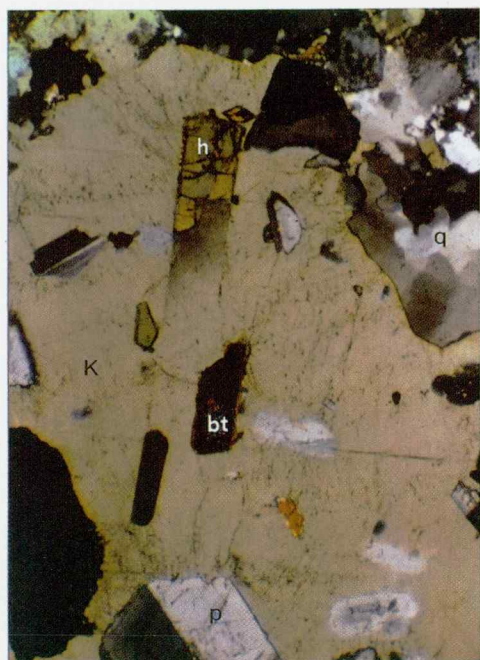
Sample P212. Crossed polars. Scale bar 0.2mm

Sl. 4. Delno mikroklinizirani (mik) K-glinenec (K) nadomešča biotit (bt), kremen (q) in polisintetsko dvojčične plagioklaze (p)

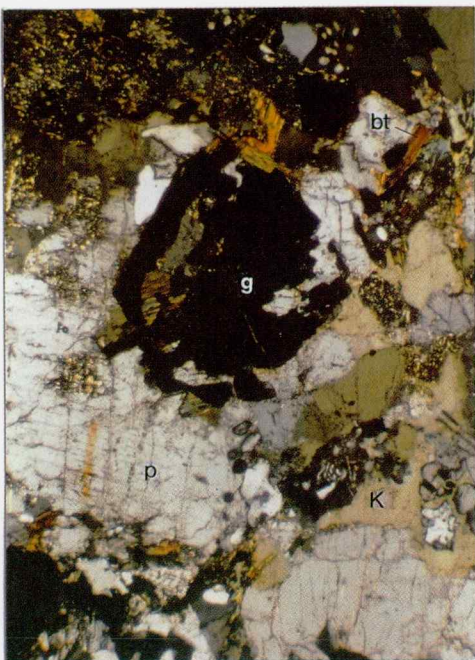
Vzorec P211. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

Fig. 4. Partly microclinised (mik) K-feldspar (K) is replacing biotite (bt), quartz (q) and polysynthetic twinned plagioclases (p)

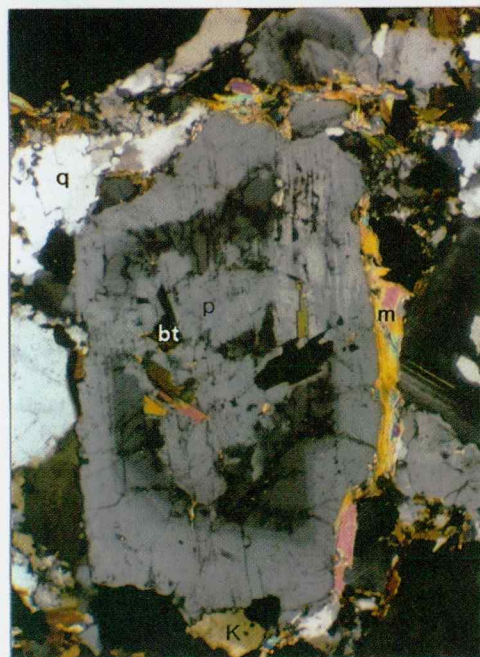
Sample P211. Crossed polars. Scale bar 0.2mm



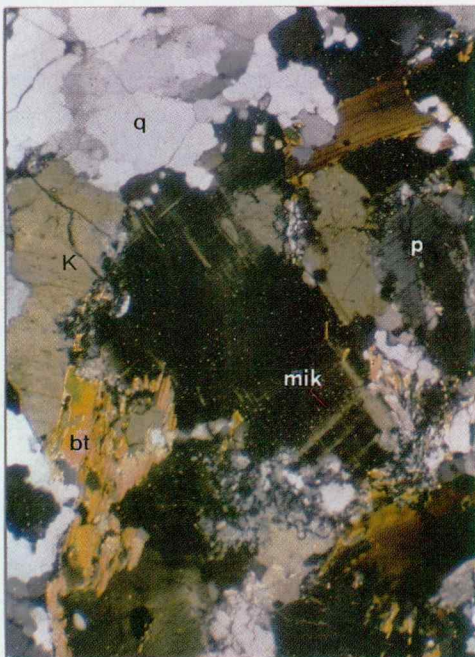
1



2



3



4

Tabla 2 – Plate 2

Sl. 1. Dvojčični ortit (o), obdan z epitaksialnim robom epidota (e), vključuje iglice apatita (a). Vse obdaja biotit (bt)
Vzorec P101. Navzkrižna nikola. Merilo 0,1mm

Fig. 1. Twinned orthite (o) epitactic overgrown by epidote (e) and incorporating apatite needles (a) in biotite (bt)
Sample P101. Crossed polars. Scale bar 0.1mm

Sl. 2. Kalcit (cc) je degradacijsko rekristaliziran. Nekatera zrna biotita so hidrotermalno popolnoma spremenjena v kalcit in belo sljudo (m). Vtrošniki kremenca (q) so ostali nespremenjeni
Vzorec D12. Navzkrižna nikola. Merilo 0,1mm

Fig. 2. Degradational recrystallisation of calcite (cc). Some biotite phenocrysts are completely hydrothermally altered in calcite and white mica (m). Quartz (q) phenocrysts remained unchanged
Sample D12. Crossed polars. Scale bar 0.1mm

Sl. 3. Zrno piroksena (px) s polisintetskimi dvojčičnimi lamelami, idiomorfna in ksenomorfna zrna rogovače (h), plagioklazi (p), kremen (q) in K-glinenec (K)
Vzorec T1. Navzkrižna nikola. Merilo 0,1mm

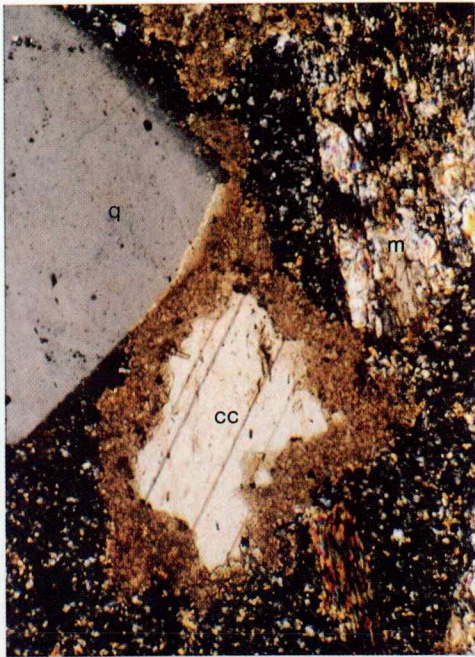
Fig. 3. Pyroxene (px) grain with polysynthetic lamellar twinning, idiomorphic and xenomorphic hornblende (h), plagioclases (p), quartz (q) and K-feldspar (K)
Sample T1. Crossed polars. Scale bar 0.1mm

Sl. 4. Vtrošnik plagioklaza (p) je preprosto dvojčičen in conaren. Obdan je z epitaksialnim robom. Vtrošniki rogovače (h) so razpokani. Razpoke so zapolnjene z osnovo iz plagioklazov
Vzorec M15. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

Fig. 4. Simply twinned plagioclase phenocryst (p) with epitactic rim. Fractured hornblende phenocrysts (h) are filled with plagioclase matrix
Vzorec M15. Crossed polars. Scale bar 0.2mm



1



2



3



4

Tabla 3 – Plate 3

Sl. 1. Na stiku plagioklaza in K-glinenca je nastala mirmekitska struktura
Vzorec P101. Navzkrižna nikola. Merilo 0,1mm

Fig. 1. Myrmekitic texture on the contact between plagioclase (p) and K-feldspar (K)
Sample P101. Crossed polars. Scale bar 0.1mm

Sl. 2. Idiomorfni in magmatsko zaobljeni vtrošniki kremena (q) v kriptokristalni osnovi
Vzorec D12. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

Fig. 2. Idiomorphic and embayed quartz phenocrysts (q) in kryptocrystalline matrix
Sample D12. Crossed polars. Scale bar 0.2mm

Sl. 3. Vtrošniki magmatsko korodiranega kremena (q) in delno zaobljenih in sericitiziranih plagioklazov (p) v kriptokristalni osnovi
Vzorec D12. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

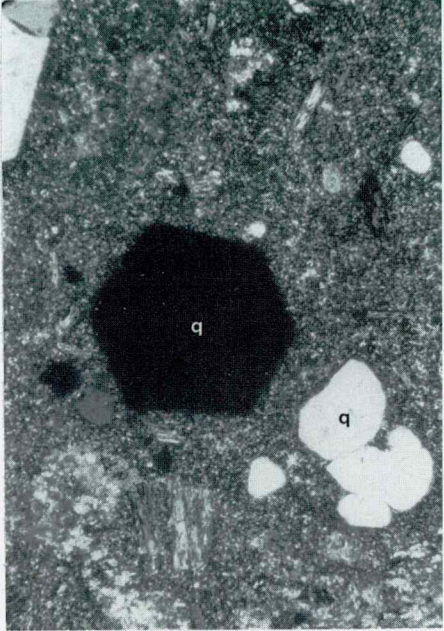
Fig. 3. Phenocrysts of embayed quartz (q) and partly resorbed sericitised plagioclases (p) in kryptocrystalline matrix
Sample D12. Crossed polars. Scale bar 0.2mm

Sl. 4. Vtrošnika rogovače (h) nadomešča močno kloritizirani (kl) biotit (bt)
Vzorec D5. Vzporedna nikola. Merilo 0,1mm

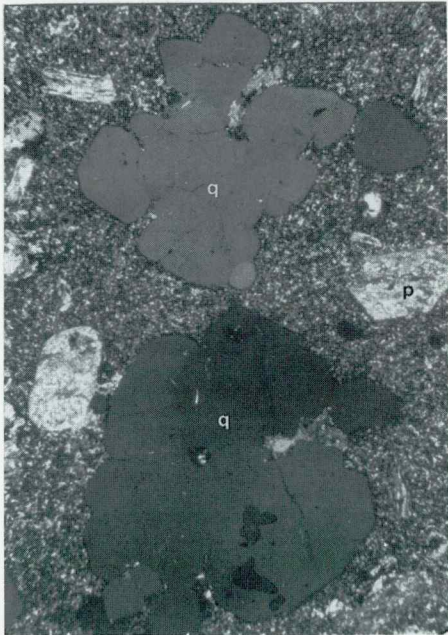
Fig. 4. Hornblende phenocrysts (h) are partly replaced by intensive chloritised (kl) biotite (bt)
Sample D5. Parallel polars. Scale bar 0.1mm



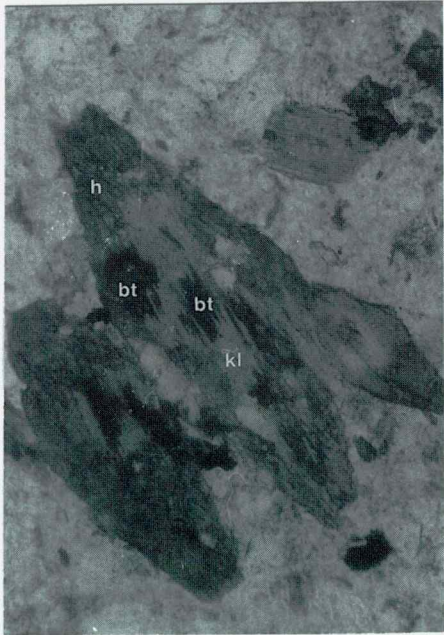
1



2



3



4

Literatura

- Beccaluva, L., Bigioggero, B., Chiesa, S., Colombo, A., Fanti, G., Gatto, G. O., Gregnanin, A., Montrasio, A., Piccirillo, E. M. & Tunesi, A. 1983: Post collisional orogenic dyke magmatism in the Alps. – *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 341–359, Rim.
- Bellieni, G., Cavazzini, G., Fioretti, A. M., Peccerillo, A. & Poli, G. 1991: Geochemical and isotopic evidence for crystal fractionation, AFC and crustal anatexis in the genesis of the Rensen Plutonic Complex (Eastern Alps, Italy). – *Chem. Geol.* 92, 21–44, Amsterdam.
- Blundy, J. D. & Sparks, R. S. J. 1992: Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of Adamello massif, Italy. – *J. Petrol.* 33, 1039–1104, London.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. & Wyborn, D. 1987: The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. – *J. Petrol.* 28, 1111–1138, London.
- Charoy, B. 1986: The genesis of the Cornubian batholith (south-west England): the example of the Carnmellis pluton. – *J. Petrol.* 27, 571–604, London.
- Clark, R. G. Jr. & Lyons, J. B. 1986: Petrogenesis of the Kinsman Intrusive Suite: Peraluminous granitoids of western New Hampshire. – *J. Petrol.* 27, 1365–1393, London.
- Clarke, D. B. 1992: Granitoid rocks. – Chapman & Hall, 283 pp. London.
- Clifford, T. N., Nicolaysen, L. O. & Burger, A. J. 1962: Petrology and age of the preotavi basement granite at Franzfontain, northern south-west Africa. – *J. Petrol.* 3, 244–279, London.
- Cook, R. D., Crawford, M. L., Omar, G. I. & Crawford, W. A. 1991: Magmatism and deformation, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska. – *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 829–841, Boulder.
- Činč, B. 1988: Geokemične in mineraloške značilnosti aplitnih žil v Cezlaškem kamnolomu. Diplomsko delo. – Knjižnica Oddelka za geologijo, 98 pp., Ljubljana.
- Činč, B. 1992: Mineraloške in geokemične značilnosti aplitnih in pegmatitnih žil v pohorskem tonalitu in čizlakitu. Magistrsko delo. – Knjižnica Oddelka za geologijo, 106 pp., Ljubljana.
- Dawes, R. L. & Evans, B. W. 1991: Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. – *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 1017–1031, Boulder.
- Dawson, K. R. & Whitten, E. H. T. 1962: Variation of the Lacorne, La Motte, Preissac Granitic Complex, Quebec, Canada. – *J. Petrol.* 3, 1–37, London.
- Del Moro, A., Pardini, G., Quercioli, C., Villa, I. M. & Callegari, E. 1983: Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps. – *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 285–299, Rim.
- Dolar-Mantuani, L. 1935: Razmerje med tonaliti in apliti pohorskega masiva. – *Geol. an. Balk. pol.* 12, 1–165, Beograd.
- Dolar-Mantuani, L. 1938a: Tonaliti na Pohorju, tako zvani pohorski graniti. – *Tehnika in gospodarstvo* 4, 17–32, Ljubljana.
- Dolar-Mantuani, L. 1938b: Die Porphyrgesteine des westlichen Pohorje. – *Geološki anali balkanskog poluostrva*, 281–414, Beograd.
- Dolar-Mantuani, L. 1939: Porfirske kamnine zapadnega Pohorja. – *Zbornik prirodoslovnega društva* 1, 36–39, Ljubljana.
- Dolar-Mantuani, L. 1940: Diferencijacija magmatskih kamnin na Pohorju. – *Razprave matematično-prirodoslovnega razreda Akad. znan. Lj.*, 1–13, Ljubljana.
- Dolar-Mantuani, L. & Klemen, R. 1940: Ein Spessartit aus dem Pohorje – Gebirge (Jugoslawien). – *Zentralblatt f. Mineralogie etc.*, 113–127.
- Dolenec, T., Pezdič, J. & Strmole, D. 1987: Izotopska sestava kisika v pohorskem tonalitu in čizlakitu. – *Geologija* 30, 231–244, Ljubljana.
- Drummond, M. S., Wesolowski, D. & Allison, D. T. 1988: Generation, diversification, and emplacement of the Rockford granite Alabama, Appalachians: Mineralogic, petrologic, isotopic (C&O), and P-T constrains. – *J. Petrol.* 29/4, 869–897, London.
- Duhovnik, J. 1956: Pregled magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije. – *Zbornik 1. jugoslovanskega geološkega kongresa na Bledu*, 23–26, Ljubljana.
- Faninger, E. 1970: Pohorski tonalit in njegovi diferenciaciji. – *Geologija* 13, 35–104, Ljubljana.
- Faninger, E. 1973: Pohorske magmatske kamnine. – *Geologija* 16, 271–315, Ljubljana.
- Feng, R. & Kerrich, R. 1992: Geochemical evolution of granitoids from the archaean Abitibi southern volcanic zone and the Pontiac subprovince, Superior province, Canada: Implications for tectonic history and source regions. – *Chem. Geol.* 98, 23–70, Amsterdam.

- Germovšek, C. 1952: Petrografska karta Pohorja 1:25000. Rokopisna karta. – Knjižnica Oddeka za geologijo, Ljubljana.
- Germovšek, C. 1954: Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. – *Geologija* 2, 191–210, Ljubljana.
- Gromet, L. P. & Silver, L. T. 1983: Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 925–939, New York.
- Hall, A. 1967: The distribution of some major and trace element in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes, Donegal, Ireland. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 835–847, New York.
- Harrison, T. M. & Watson, E. B. 1984: The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1467–1478, New York.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971: Pohorske metamorfne kamnine. – *Geologija* 14, 187–226, Ljubljana.
- Holtz, F. & Barbey, P. 1991: Genesis of peraluminous granites II. Mineralogy and chemistry of the Touren complex (North Portugal). Sequential melting vs. restit unmixing. – *J. Petrol.* 32, 959–978, London.
- Jobstraibizer, P. G., De Pieri, R. & Callegari, E. 1983: The main minerals of the Adamello massif, Northern Italy. – *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 323–340, Rim.
- Jonasson, K., Holm, P. M. & Pedresen, A. K. 1992: Petrogenesis of silicic rocks from the Krokstjördur central volcano, NW Iceland. – *J. Petrol.* 33, 1345–1369, London.
- Kleemann, G. J. & Twist, D. 1989: The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism. – *J. Petrol.* 30, 1383–1414, London.
- Maaloe, S. & Wyllie, P. J. 1975: Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. – *Contr. Miner. Petrol.* 52, 175–191.
- Mackenzie, D. E., Black, L. P. & Sun, S. 1988: Origin of alkali feldspar granites: An example for the Poinena granite, northeastern Tasmania, Australia. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2507–2524, New York.
- Mioč, P. 1978: Tolmač za list Slovenj Gradec. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 74 pp., Beograd.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1965–1985: Geološka karta 1:25000 Vitanje, Vuzenica, Slovenska Bistrica, Ribnica na Pohorju, Oplotnica, Mislinja, Slovenj Gradec. Rokopisne karte. – Arhiv IGGG, Ljubljana.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1972, Osnovna geološka karta SFRJ Slovenj Gradec 1:100000. – Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1989: Tolmač za lista Maribor in Leibnitz. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 60 pp., Beograd.
- Nabelek, P. I., Papike, J. J. & Laul, J. C. 1986: The Notch Peak granitic stock, Utah: Origin of reverse zoning and petrogenesis. – *J. Petrol.* 27, 1035–1069, London.
- Naney, M. T. 1983: Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. – *Am. J. Sci.* 283, 993–1033.
- Parneix, J. C., Beaufort, D., Dudoignon, P. & Meunier, A. 1985: Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites. – *Chem. Geol.* 51, 89–101, Amsterdam.
- Reid, J. B. Jr., Evans, O. C. & Fates, D. G. 1983: Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 66, 234–261.
- Speer, J. A. 1987: Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: The hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina. – *American Mineralogist* 72, 863–878.
- Ward, C. D., McArthur, J. M. & Walsh, J. N. 1992: Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. – *J. Petrol.* 33, 785–815, London.
- Wones, D. R. 1980: Contributions of crystallography, mineralogy, and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine. – *American Mineralogist* 65, 411–437.
- Zen, E. 1986: Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogic and petrographic constraints. – *J. Petrol.* 27, 1095–1117, London.
- Zupančič, N. 1994a: Petrografske značilnosti in klasifikacija pohorskih magmatskih kamnin. – *Rud.-metal. zb.* 41, 101–112, Ljubljana.
- Zupančič, N. 1994b: Geokemične značilnosti in nastanek pohorskih magmatskih kamnin. – *Rud.-metal. zb.* 41, 113–128, Ljubljana.